

Л. П. СВИРИДЕНКО

**ПЕТРОЛОГИЯ
САЛМИНСКОГО МАССИВА
ГРАНИТОВ РАПАКИВИ
(В КАРЕЛИИ)**

КАРЕЛЬСКОЕ КНИЖНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ПЕТРОЗАВОДСК 1968

Л. П. СВИРИДЕНКО

ПЕТРОЛОГИЯ
САЛМИНСКОГО МАССИВА
ГРАНИТОВ РАПАКИВИ
(В КАРЕЛИИ)

КАРЕЛЬСКОЕ КНИЖНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ПЕТРОЗАВОДСК 1968

1973 г.

Редакционная коллегия:

В. А. Соколов (председатель), Б. Я. Алексеев,
Г. С. Бискэ, А. И. Богачев, А. С. Пекки,
В. И. Робонен, М. А. Елисеев (секретарь).

Научный редактор доктор геолого-минералогических наук
К. О. Кратц

БИБЛИОТЕКА
Нормативно-методическая
Академии наук СССР

ПРЕДИСЛОВИЕ

Граниты рапакиви на протяжении многих десятилетий привлекали внимание исследователей благодаря уникальности их структуры; высказано множество самых разнообразных гипотез об их образовании, но несмотря на это, проблема рапакиви до сих пор остается дискуссионной.

В настоящей работе изложены результаты комплексного структурно-геологического, петрологического, минералогического и геохимического исследования одного из крупнейших массивов рапакиви Фенноскандии — Салминского, уступающего по размеру лишь Выборгскому массиву.

Изучение массива проведено в период 1962—1965 гг. Большое внимание уделялось изучению структуры и состава минералов рапакиви и взаимоотношению их друг с другом.

Приведенные в работе рентгеноструктурные и химические анализы пород и минералов выполнены в соответствующих лабораториях Института геологии (Петрозаводск), химические — аналитиками В. А. Доильницыной, Г. И. Капустиной, Н. Д. Мальковой, З. П. Помазан, А. И. Федосеевой; рентгеноструктурные — В. П. Мартыновым. Минералогический анализ акцессорных минералов выполнен Н. Д. Сыромятиной.

В процессе обработки материалов автор пользовался консультациями доктора геолого-минералогических наук К. О. Кратца, которому приносит глубокую благодарность. Автор благодарен за помощь Л. Д. Никольской, выполнившей замеры показателей преломления минералов и описание части искусственных шлихов, а также всем товарищам, оказавшим помощь в работе.

ВВЕДЕНИЕ

Термин «рапакиви» является финским словом, которое в переводе означает «крошащийся камень». Впервые в геологическую литературу он введен Урбаном Хярне еще в 1694 году (Eskola, 1930), но общепотребительным становится после выхода в свет работы И. И. Седерхольма «Финляндские породы, носящие название рапакиви» в 1891 году.

Под гранитами рапакиви большинство исследователей раннего периода понимали грубозернистые граниты, зерна калиевого полевого шпата в которых имеют более или менее округлую форму (овоиды) и нередко заключены в оболочку плагиоклаза. В 1928 году И. И. Седерхольм следующим образом уточняет значение этого термина (Sederholm, 1928): «Название рапакиви должно употребляться в смысле имени существительного собирательного и относиться к целой группе пород, родственных между собой как с геологической точки зрения, так в особенности их структуры». Впоследствии в процессе все более глубокого изучения этих пород расширялось и смысловое значение этого термина.

Ранний период исследования рапакиви связан с именами И. И. Седерхольма, П. Эскола, Б. А. Попова, В. Валя, Х. Экермана и многих других. В этот период были установлены характерные петрографические особенности гранитов рапакиви. Несмотря на различные точки зрения о способе образования структур рапакиви, все исследователи раннего периода считали, что граниты рапакиви кристаллизуются из магматического расплава. Однако петрографическая направленность исследований при слабой изученности геологии массивов не способствовала всестороннему объяснению особенностей этих гранитов, что привело к появлению гипотез метаморфического происхождения гранитов рапакиви Х. Баклунда (Backlund, 1938) и С. Е. Вегмана (Wegmann, 1938). Гипотезы Баклунда и Вегмана о метаморфическом происхождении гранитов рапакиви были поддержаны целым рядом зарубежных геологов. Несостоятельность этих гипотез была показана работами Х. Экермана, В. С. Соболева, Д. А. Великославинского. Несмотря на свою несостоятельность, эти гипотезы сыграли некоторую положительную роль. Показав слабые стороны прежних исследований, они явились толчком к дальнейшему более углубленному изучению гранитов рапакиви.

Ценный вклад в дело изучения петрологии рапакиви внесли последующие исследования А. Н. Заварицкого, В. С. Соболева, А. А. Полканова, Т. Г. Сахама, Д. А. Великославинского, А. Саволахти. Несравнен-

но расширились представления о геологии, химизме, минералогии и петрологии гранитов рапакиви. В настоящее время к гранитам рапакиви относят не только оvoidные разновидности, но и крупнозернистые, среднезернистые и мелкозернистые ортоклазовые граниты, характеризующиеся резким преобладанием калия над натрием, низким содержанием кальция и магния и отличающиеся высокой железистостью темноцветных минералов.

В последующие годы достигнуты большие успехи в области синтеза и изучения фазовых соотношений водных и безводных силикатов в присутствии воды при высоких температуре и давлении, в том числе и силикатов с высоким содержанием железа. Последнее особенно важно для понимания петрологии рапакиви. Это дает возможность по-новому подойти к изучению петрологии рапакиви.

Салминский¹ массив гранитов рапакиви, расположенный на северо-восточном побережье Ладожского озера, является одним из наиболее крупных массивов рапакиви южной окраины Балтийского щита. Несмотря на это, в отличие от других массивов рапакиви Фенноскандии, он был изучен слабо. Геологические исследования велись в основном в приконтактных частях массива в связи с поисками железных и полиметаллических руд. Они проводились многими исследователями на сравнительно небольших площадях и зачастую носили чисто поисковый характер. В литературе известно несколько работ, затрагивающих те или иные вопросы геологии, химизма и петрологии массива. Т. Г. Сахама (Sahama, 1945) в работе «Химизм Восточно-Фенноскандинавских гранитов рапакиви» выделил среди гранитов рапакиви Салминского массива 4 структурных типа: 1) питерлит, 2) равномернозернистый гранит, 3) порфировидный гранит с мелкозернистой структурой основной массы. Эти структурные типы, по мнению Т. Г. Сахама, постепенно переходят друг в друга. Четвертый тип — аплиты, наблюдающиеся в виде жил среди перечисленных структурных типов гранитов рапакиви. В работе дается петрографическое описание трех первых разновидностей гранитов рапакиви и приводятся их химические анализы. Т. Г. Сахама подробно описал контакт салминских гранитов рапакиви со слюдястыми гнейсами на горе Иховара в северо-западной части массива.

В 1947 году этот же автор описал амфибол с приведением химического анализа из рапакиви Салминского массива (р. Уксунъяки).

Т. В. Билибина (1960) в работе «О петрологии приладожских рапакиви» описывает целый ряд непосредственных контактов массива с вмещающими породами, дает описание формы массива, как плитообразного интрузивного тела, слабо наклоненного в юго-западном направлении. Строение массива Т. В. Билибина считает однородным. Автор приходит к заключению, что граниты рапакиви кристаллизовались из гибридной гранитной магмы, генетически связанной с основной магмой.

Н. Г. Судовиков (1960) описывает контакт неравномерно-зернистых биотитовых гранитов рапакиви южнее пос. Хопунвара, при этом автор считает граниты рапакиви метаморфогенными образованиями.

Краткая сводка о геологическом строении Салминского массива приводится В. Н. Нумеровой (1960) и Л. Н. Потрубович и др. (1962).

¹ В отечественной литературе он также называется «Питкярантский» и «Питкярантско-Туломозерский».

ГЛАВА I. ГЕОЛОГИЯ МАССИВА

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАССИВА

Салминский массив представляет собой огромный резко вытянутый в северо-западном направлении pluton общей площадью более 3000 км². Длина его составляет 100 км при ширине 20—45 км. На западе и северо-западе граниты массива почти под прямым углом секут нижнепротерозойские структуры ладожской формации. На востоке, между озерами Тулмозеро и Ковадъярви, контакты интрузии также являются резко секущими по отношению к складчатым структурам нижнепротерозойских отложений. В юго-восточном направлении южнее р. Тулемаёки массив перекрывается мощным чехлом четвертичных отложений, и юго-восточный контакт его устанавливается условно по геофизическим данным. Северный и отчасти юго-западный контакты также на значительном протяжении установлены по геофизическим данным.

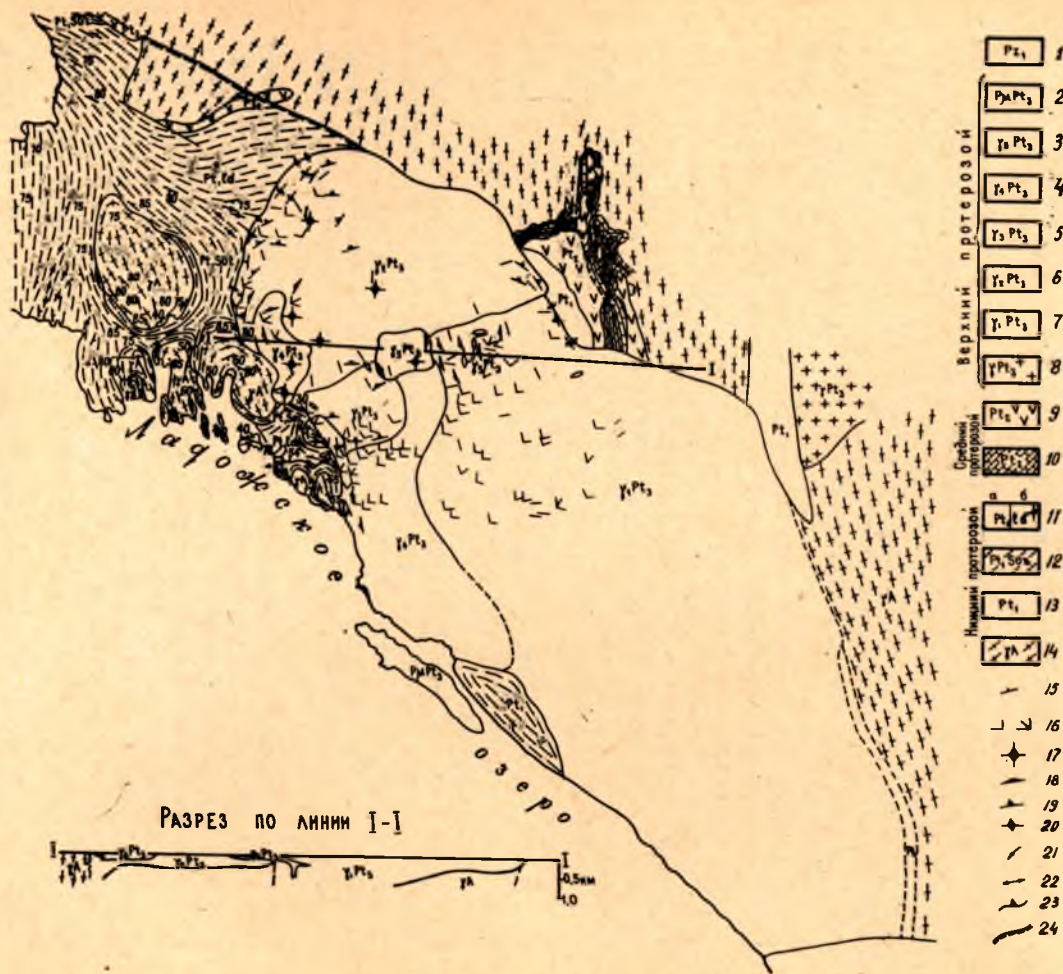
Салминский массив является дисгармоничным и несогласным по отношению к вмещающим породам и конформным к своему контакту (рис. 1)¹. Он приурочен к области сочленения Восточно-Финляндской синклинойной зоны и Восточно-Финляндской антиклинойной зоны (К. О. Кратц, 1963). Массив резко вытянут в направлении глубинного разлома, служащего тектоническим швом для этих структур и лежит на его продолжении.

Как и другие массивы рапакиви Фенноскандии, Салминский массив расположен на южной окраине Балтийского щита и решающее значение в его формировании имела большая субширотная флексура, возникающая, согласно А. А. Полканову, в верхнепротерозойское время вследствие поднятия области современного Балтийского щита относительно остальной части йотнийской платформы.

Область залегания Салминского массива рапакиви представляет собой, таким образом, напряженный тектонический узел, характеризующийся неоднократными вертикальными подвижками.

Граниты рапакиви прорваны йотнийскими габбро-диабазам. Так, восточнее деревни Ууксу в бассейне р. Уксунъяки в пределах массива рапакиви в 1 км от его западного контакта встречена дайка габбро-диабазы, аналогичного описанному К. О. Кратцем в 1953 году йотнийским габбро-диабазам, развитым юго-западнее на островах Ладожского озе-

¹ Карта составлена Л. П. Свириденко по материалам К. О. Кратца, А. С. Пекки, В. И. Сергеева, Г. В. Макаровой, А. В. Пекурова и наблюдениям автора.



- | | | |
|--------------------|-------------|----|
| Верхний протерозой | Pz_1 | 1 |
| | $Pz_2 Pz_3$ | 2 |
| | $Y_5 Pz_3$ | 3 |
| | $Y_4 Pz_3$ | 4 |
| | $Y_3 Pz_3$ | 5 |
| | $Y_2 Pz_3$ | 6 |
| | $Y_1 Pz_3$ | 7 |
| | $Y Pz_3$ | 8 |
| Средний протерозой | Pz_4 | 9 |
| | Pz_5 | 10 |
| Нижний протерозой | Pz_6 | 11 |
| | Pz_7 | 12 |
| | Pz_8 | 13 |
| | Pz_9 | 14 |
| | 15 | 15 |
| | 16 | 16 |
| | 17 | 17 |
| | 18 | 18 |
| | 19 | 19 |
| | 20 | 20 |
| | 21 | 21 |
| | 22 | 22 |
| | 23 | 23 |
| | 24 | 24 |

Рис. 1. Схематическая геологическая карта

1 — нижнепалеозойские отложения; 2 — габбро-диабазы; 3 — крупно-овоидные порфировые граниты с мелкозернистой основной массой; 4 — неравномернозернистые биотитовые граниты; 5 — пегматиты; 6 — равномернозернистые биотитовые граниты; 7 — выборгиты; 8 — граниты рапакиви Велозерского массива; 9 — метадиабазы, метагаббро-диабазы; 10 — доломиты, доломитовые известняки, глинистые и песчаноглинистые сланцы с гематитовыми прослоями; 11 — Ладожская серия; а) слюдяные кварциты, биотито-кварцевые и биотитовые сланцы; б) ставролит-кордиерито-андалузитовые и биотито-кварцевые сланцы; 12 — Сортавальская серия. Роговообманковые сланцы, амфиболиты и метадиабазы; 13 — Нижний протерозой нерасчлененный. Биотито-кварцевые, амфиболовые сланцы, порфиробластические и другие пара- и ортоамфиболиты, биотито-амфиболовые и гранатовые гнейсы; 14 — Архей. Гнейсы, гранито-гнейсы, мигматиты; 15 — сланцеватость; 16 — первичные трещины отдельности. Трахитоидность: 17 — 0—5°, 18 — 5—35°, 19 — 35—80°, 20 — 80—90°. Линии течения: 21 — наклонная; 22 — горизонтальная; 23 — простирание и падение поверхностей контактов; 24 — линии разломов

ра. Дайка габбро-диабазы приурочена к поперечной трещине гранитов рапакиви. Простирание ее строго широтное, падение вертикальное, мощность 6 м. Контакты с гранитами четкие, прямолинейные. Отчетливо проявлена зона закалки. В приконтактной зоне мощностью 10—15 см порода приобретает стекловатую афанитовую структуру. В гранитах на расстоянии до 5 см от контакта наблюдается проникновение зернами порообразующих минералов диабазовой стекловатой массы.

Сравнивая залегание Салминского и Выборгского массивов рапакиви, у нас нет основания считать, что внедрение их происходило в разное время. Абсолютный возраст гранитов рапакиви Выборгского массива, определенный различными методами, составляет: по биотиту калий-аргоновым методом 1620 млн. лет, свинцовым методом 1610 ± 4 млн. лет и по отношению $Pb^{207}:Pb^{206} — 1610 \pm 100$ млн. лет (Герлинг, Полканов, 1958).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

Салминский массив представляет собой сложный плутон, образовавшийся при пятикратном внедрении магмы рапакиви. В его составе выделяются следующие интрузивные фазы (от ранних к более поздним):

1. Выборгит.
2. Равномернозернистый биотитовый гранит.
3. Питерлит.
4. Неравномернозернистый, участками порфировидный гранит.
5. Крупноовоидный порфировидный гранит с мелкозернистой основной массой.

Внедрение гранитов перечисленных фаз сопровождалось жилами аплита и реже пегматита.

С гранитами рапакиви генетически связан кварцевый порфир, наблюдающийся в виде единичных даек за пределами массива в его приконтактной зоне.

При геолого-структурном изучении было установлено, что Салминский массив имеет анизотропное строение. В гранитах каждой интрузивной фазы более или менее отчетливо устанавливаются структуры течения, выраженные трахитоидностью и линейностью. Трахитоидность проявляется в субпараллельном расположении таблитчатых кристаллов калиевого полевого шпата. В гранитах различных интрузивных фаз в зависимости от структурных особенностей и количества таблитчатых кристаллов калишпата трахитоидность проявлена с разной степенью отчетливости. Лучше всего трахитоидность выражена в равномернозернистых гранитах. Эти граниты характеризуются наличием равномерно распределенных удлинённых табличек калишпата размером преимущественно $2 \times 0,7$ см. Грани большей части табличек калишпата ориентированы субпараллельно друг другу по определенным плоскостям. Отчетливо проявлена трахитоидность в порфировидной разновидности неравномернозернистых гранитов, где она устанавливается по субпараллельной ориентировке таблитчатых вкрапленников калишпата. Для этих гранитов установлено, что четко выраженная пластовая отдельность ориентирована параллельно трахитоидности. В овоидных гранитах рапакиви (выборгит, питерлит, крупно-овоидный порфировидный гранит) закономерное распределение кристаллов калиевого полевого шпата в пространстве устанавливается с трудом. Но тем не менее в крупных обнажениях при наличии горизонтальной и вертикальной поверхности

выявляется закономерная ориентировка в пространстве определенных групп вкрапленников. В эндоконтактовых порфировидных разновидностях этих гранитов трахитоидность выражена довольно четко.

Линии течения устанавливались по ориентировке удлиненных ксенолитов, удлиненных пегматоидных обособлений в гранитах и отдельных групп удлиненных вкрапленников.

Гранитам каждой интрузивной фазы присущи свои особенности залегания, а следовательно, и внедрения.

Выборгит

Граниты рапакиви первой интрузивной фазы представлены выборгитом и слагают восточную и юго-восточную часть массива (рис. 1). На значительном протяжении контуры тела выборгитов определяются контактами секущих его более молодых разновидностей гранитов рапакиви: на севере — с равномернозернистыми биотитовыми гранитами, на западе — с неравномернозернистыми и крупноовоидными порфировидными гранитами. На востоке выборгиты прорывают нижнепротерозойские и среднепротерозойские образования. Площадь распространения гранитов первой фазы совпадает с полем отрицательной магнитности, что, по-видимому, объясняется чрезвычайно низким содержанием магнетита в этих гранитах и отрицательной средней магнитной восприимчивостью их.

Выборгит представляет собой крупноовоидный гранит мяско-красного цвета. Вкрапленники ортоклаза в нем составляют до 50% породы. Форма их шарообразная, овальная и нередко прямоугольная. Размер вкрапленников колеблется от $1,5 \times 1$ см до 2×3 и 2×4 см. Вкрапленники ортоклаза иногда заключены в олигоклазовую оболочку. Ширина ее составляет от 1 до 5 мм и не зависит от размера вкрапленника; большей частью она сплошная, реже прерывистая. В ортоклазовых вкрапленниках наблюдаются редкие включения плагиоклаза, кварца, биотита. Кварц в выборгитах, как и в других гранитах рапакиви, темно-серый до черного, часто наблюдается в виде округлых выделений размером до 1 см. Основная масса выборгитов состоит из плагиоклаза, кварца, калишпата, роговой обманки и биотита. Сложение ее преимущественно крупнозернистое, участками среднезернистое. От выборгитов Выборгского массива описываемые граниты отличаются значительно меньшим размером овоидов и незначительным содержанием включений биотита и плагиоклаза в них. Плагиоклазовые оболочки на вкрапленниках калишпата в выборгитах Салминского массива также довольно редки. Тем не менее, с выборгитами Выборгского массива их роднит большое сходство химического состава, а именно — более низкое содержание кремнезема и более высокое содержание окиси кальция по сравнению с другими разновидностями гранитов рапакиви.

Непосредственный контакт выборгитов с вмещающими нижнепротерозойскими образованиями наблюдался в верховье р. Туламаёки, южнее оз. Кодаярви и на северо-западном берегу оз. Ковадъярви. В первом случае контакт проходит в обрыве высотой 2 м (рис. 2). Характер контакта отчетливо эруптивный. Простираение контактовой поверхности северо-западное 320° , падение вертикальное. В выборгитах в приконтактной зоне мощностью 15 см содержится множество мелких, размером от 1 до 4 см, остроугольных ксенолитов ороговикованных филлитов. На расстоянии первых десятков метров встречаются лишь редкие, обычно более крупные, ксенолиты, как правило, оплавленные. На расстоянии свыше 100 м от контакта ксенолиты не наблюдались. В этом же обна-

жении гипсометрически ниже в биотитовом сланце, согласно простиранию описанного контакта, ориентирован апофиз мелкозернистого аплитовидного гранита протяженностью около 25 м. Мощность обнаженной части составляет около 1,5 м. Контакты его угловатые с многочисленными ответвлениями. Подобно приконтактной части выборгита, в гра-

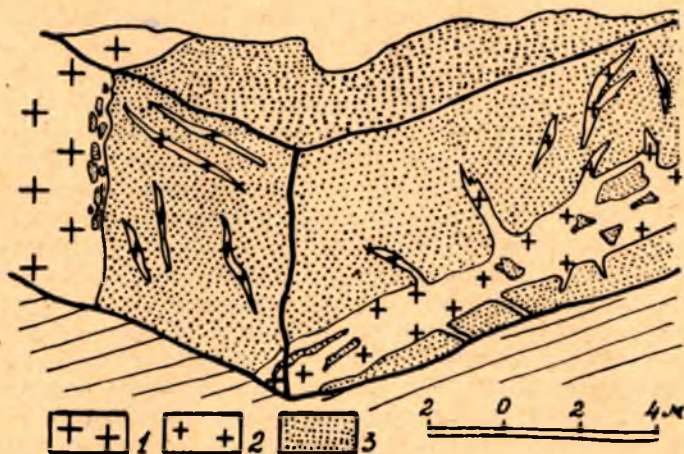


Рис. 2. Контакт выборгита с ороговикованным биотитовым сланцем южнее оз. Кодаярви. Структура основной массы выборгита приконтактной зоны мелкозернистая аплитовидная. Аналогичный по структуре аплитовидный гранит слагает апофиз в нижней части обнажения:

1 — порфировидный выборгит с мелкозернистой аплитовидной структурой основной массы; 2 — мелкозернистый аплитовидный гранит; 3 — ороговикованный биотитовый сланец

ните апофиза также содержатся многочисленные угловатые ксенолиты ороговикованных филлитов.

Приконтактные изменения выборгитов выражаются в постепенном уменьшении зернистости основной массы и в уменьшении количества калишпатовых вкрапленников, а также в увеличении содержания биотита. Трахитоидность вертикальная, ориентирована параллельно поверхности контакта. В этом же направлении ориентированы ксенолиты вмещающих пород.

Контакт выборгитов с нижнепротерозойскими биотитовыми сланцами на северо-западном берегу оз. Ковадъярви однотипен вышеописанному.

Выборгиты, насколько позволяют судить хотя и редкие, но хорошо согласующиеся между собой замеры трахитоидности (рис. 1), слагают пологое, слабо наклоненное в юго-западном направлении пластинообразное интрузивное тело площадью около 660 км². Простирание трахитоидности весьма выдержано и составляет 330—340° с падением на юго-запад под углом 15—20°. Непосредственно на контакте, как отмечалось ранее, трахитоидность ориентирована вертикально (параллельно поверхности контакта). Такое изменение ориентировки трахитоидности может быть в том случае, если при внедрении магма упиралась в жесткую раму вмещающих пород.

Внедрение магмы рапакиви в первую интрузивную фазу, по-видимому, связано с вертикальными подвижками противоположного знака

вдоль тектонического шва, сочленяющего Восточно-Финляндскую синклинорную зону и Восточно-Финляндскую антиклинорную зону. При этом область антиклинорной зоны воздымалась. Магма выборгитов поступала с юго-запада.

Равномернозернистый биотитовый гранит

Равномернозернистый биотитовый гранит второй фазы слагает северную часть массива площадью около 150 км^2 (рис. 1). На северо-западе он контактирует с нижнепротерозойскими породами ладожской и сортавальской серий, на севере и северо-востоке — с архейскими гранито-гнейсами и на востоке — с нижнепротерозойскими гнейсами.

Равномернозернистый биотитовый гранит представляет собой крупнозернистый гранит со своеобразной, выдержанной на всей площади его развития структурой. Это своеобразие структуры заключается главным образом в том, что кварц в нем является самым идиоморфным минералом, образующим дипирамидальные кристаллы. Окраска кварца темно-серая до черной. Размер зерен составляет $0,2\text{--}0,5 \text{ см}$. Калиевый полевой шпат образует вытянутые таблички с извилистыми краями, глубоко вдающимися между кристаллами мориона. Наиболее распространенный размер их $2 \times 0,7 \text{ см}$, но именно благодаря неровности очертаний они не придают породе порфировидного облика.

Окраска равномернозернистых биотитовых гранитов преимущественно розовая, но местами зеленовато-серая и серовато-зеленая. Зеленоватая окраска наиболее часто встречается в северо-восточной части массива. Переходы от зеленой окраски к розовой иногда довольно постепенны, иногда — очень резкие. В этом отношении интересно обнажение, расположенное у западного контакта равномернозернистых гранитов в бассейне р. Сюскуянъёки. Оно представляет собой отвесную стену высотой около 7 м . На фоне серовато-розовых равномернозернистых гранитов резко выступает серовато-зеленая полоса шириной около 1 м . Различие в окраске настолько резкое, что издали эту полосу можно принять либо за ксенолит, либо за гибридную породу, но при близком рассмотрении легко убедиться, что отличие существует лишь в окраске: ни состав породы, ни структура не изменяются. При микроскопическом исследовании в зеленой разновидности были установлены единичные зерна фаялита, отсутствующие в розовой разновидности.

В равномернозернистых биотитовых гранитах можно встретить микролитовые пустоты, но, как правило, не больше 1 см в поперечнике.

Контакт равномернозернистых гранитов секущий по отношению к структурам вмещающих пород и в большинстве случаев вертикальный. Непосредственный контакт равномернозернистого биотитового гранита наблюдался в ряде пунктов, и везде он носит однотипный характер.

Лучше всего контакт равномернозернистых биотитовых гранитов с вмещающими породами обнажен юго-западнее деревни Майсулы, в 6 км от нее. Здесь он наблюдается в скальных обнажениях на протяжении 35 м . Равномернозернистые граниты в описываемом обнажении контактируют с толщей переслаивания кварцито-песчаников и биотитовых сланцев, простирающейся в направлении СЗ 280° и характеризующейся вертикальным падением слоев. Контакт отчетливо эруптивный. Падение контактовой поверхности вертикальное. Линия контактовой поверхности неровная, угловатая. Местами она сечет слоистость вмещающих пород, местами параллельна ей. Вмещающие породы в приконтактной зоне характеризуются повышенной трещиноватостью.

Некоторые из таких трещин заполнены апофизами гранитов. Апофизы характеризуются угловатой формой и секут слоистость вмещающих пород под различными углами; мощность их от нескольких десятков сантиметров и свыше метра. Согласно слоистости вмещающих пород от апофизов нередко отходят мелкие инъекции гранита.

Апофизы сложены порфировидным биотитовым гранитом, свойственным для эндоконтактной зоны интрузии равномернозернистых гранитов. Мощность эндоконтактной зоны составляет 5—7 м. Порфировые вкрапленники представлены калиевым шпатом и кварцем. Калиевый полевой шпат образует идиоморфные таблички размером до $0,5 \times 1$ см, которые ориентируются параллельно контактовой поверхности. Вкрапленники кварца имеют дипирамидальную форму и не превышают 0,3 см в поперечнике. Структура основной массы мелкозернистая аплитовидная. Следует заметить, что описываемая эндоконтактная разновидность равномернозернистых биотитовых гранитов по структурным особенностям неотличима от порфировидной разновидности неравномернозернистых гранитов четвертой интрузивной фазы.

Аналогичный характер контакта равномернозернистых гранитов с вмещающими породами наблюдался в районе д. Майсулы и в 4,5 км от д. Сюскюярви.

Непосредственный контакт между равномернозернистыми биотитовыми гранитами и выборгитами ввиду плохой обнаженности обнаружить не удалось. Тем не менее в зоне контакта в верховье р. Уксуньёки в выборгитах была встречена жила равномернозернистого биотитового гранита с ксенолитами выборгита, являющаяся вероятнее всего апофизом интрузии равномернозернистых гранитов. Жила простирается в направлении СЗ 290° и падает вертикально. Мощность обнаженной части ее составляет 1,8 м. От жилы отходят апофизы аплита мощностью до 5 см. Структура гранита в центральной части жилы аналогична структуре равномернозернистого биотитового гранита второй фазы. В направлении контактов она постепенно становится мелкозернистой аплитовидной.

Трахитоидность в равномернозернистых гранитах выражена наиболее отчетливо. Наблюдающееся в ряде обнажений погружение линейности, как правило, совпадает с падением трахитоидности. В зоне контакта с вмещающими породами трахитоидность ориентирована параллельно плоскости контакта. В направлении к центру, на протяжении нескольких километров наблюдается постепенное выполаживание угла падения трахитоидности. В центральной части интрузии равномернозернистых гранитов трахитоидность ориентирована горизонтально, линейность — в меридиональном направлении. Это свидетельствует о том, что во вторую интрузивную фазу магма распространялась от контактов к центру.

Не исключена возможность, что внедрение магмы происходило одновременно с опусканием северной части массива выборгитов (в настоящем эрозионном срезе перекрытой равномернозернистыми гранитами) по разлому в зоне южного контакта равномернозернистых гранитов с выборгитами. О существовании здесь разлома свидетельствуют наблюдающиеся в выборгитах в зоне контакта с равномернозернистыми гранитами маломощные (5—10 см) зоны милонитизации, а также кулисообразные трещины, выполненные кварцем, содержащим угловатые и линзовидные обломки гранита. Следует отметить, что для гранитов массива милонитизация, так же, как и катаклаз, не характерны. В согласии с подобным механизмом внедрения находится и повышенная трещиноватость вмещающих пород в зоне контакта с равномернозернистыми гранитами. Косвенным подтверждением внедрения равномерно-

зернистых гранитов с одновременным опусканием северной части массива может служить тот факт, что равномернозернистые биотитовые граниты развиты только в северной части массива, и южный контакт их (насколько позволяет судить обнаженность) прямолинеен.

В отличие от выборгитов площадь равномернозернистых гранитов характеризуется повышенным магнитным полем, что объясняется более высоким содержанием магнетита в этих гранитах и более высокой магнитной восприимчивостью их.

Описанные выше разновидности гранитов рапакиви составляют основную часть массива и ими преимущественно определяется форма его. Три остальные разновидности рапакиви характеризуются подчиненным развитием.

Питерлит

Питерлит образует небольшую интрузию (площадью около 16 км²) в бассейне р. Мустаёки.

По внешнему облику питерлит очень похож на выборгит. Он так же, как выборгит, является крупноовоидным гранитом с таким же размером вкрапленников ортоклаза. Но в отличие от выборгита в питерлите плагиоклазовая оболочка на калишпатовых вкрапленниках представляет исключительную редкость. Вкрапленники калиевого полевого шпата здесь нередко окаймлены идиоморфными зернами кварца. Одной из важных отличительных особенностей питерлита является широкое развитие в основной массе гранофировых структур.

На западе питерлиты контактируют с архейскими гранито-гнейсами, на севере они прорываются равномернозернистыми гранитами. На юге питерлиты прорываются неравномернозернистыми биотитовыми гранитами и на северо-востоке — крупноовоидными порфировидными гранитами.

У подножья западного склона г. Муставаара на протяжении 15 м обнажается эруптивный контакт питерлита с архейскими гранито-гнейсами. Падение плоскости контакта вертикальное. От интрузии в биотитовые гранито-гнейсы внедряются два вертикальных апофиза аплитовидных гранитов (рис. 3). Контакты апофизов имеют неправильную угловатую форму и секут гнейсовидность вмещающих пород. Мощность одного из них 2 м, другого — 6 м. Кроме крупных апофиз, вмещающие породы отходит ряд прямолинейных секущих прожилков аплита и кварца длиной свыше 1 м и мощностью до 3—5 см, проникавших, по видимому, во вмещающие породы по системе трещин. Эндоконтактные изменения питерлитов выражаются в том, что крупнозернистая структура основной массы, свойственная центральной части питерлитовой интрузии, на расстоянии около 300 м от контакта по направлению к нему переходит в среднезернистую, а затем в мелкозернистую. Одновременно происходит постепенное уменьшение количества вкрапленников ортоклаза и их размера. В приконтактной зоне мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров ортоклазовые вкрапленники почти полностью исчезают, и порода представляет собой мелкозернистый аплитовидный гранит, содержащий округлые выделения кварца размером 0,5—0,3 см в поперечнике. Иногда здесь можно встретить единичные вкрапленники калиевого полевого шпата, но размер их обычно не превышает 0,5—1 см.

В 200 м на юг также обнажен контакт питерлитов с архейскими гранито-гнейсами. Характер контакта здесь также эруптивный, но в от-

личие от вышеописанного обнажения плоскость контакта падает в сторону вмещающих пород под углом 40° .

На северном склоне г. Муставаы питерлиты прорывают равномернозернистые биотитовые граниты второй интрузивной фазы. Питерлиты

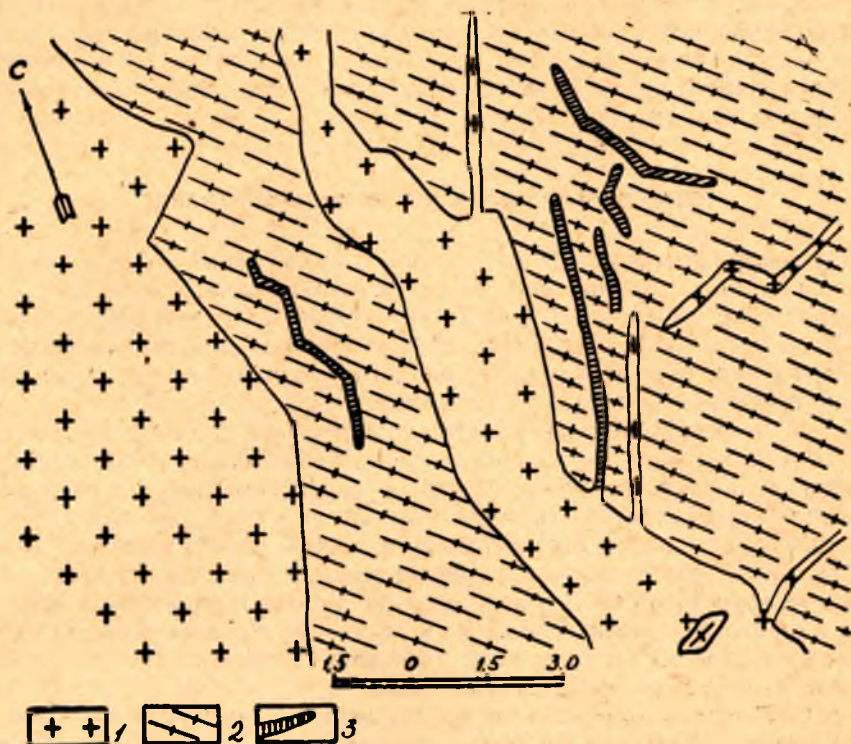


Рис. 3. Эруптивный контакт питерлита с гранито-гнейсом у подножья западного склона г. Мустава:

1 — аплитовидный гранит с редкими вкрапленниками кварца и калишпата (эндоконтактовая разновидность питерлита); 2 — ориентировка гнейсовидности в гранито-гнейсе; 3 — кварцевые прожилки

слагают вершину пологой возвышенности (рис. 4), равномернозернистые граниты — ее пологий склон. Контакт между ними резкий. Плоскость контакта падает под питерлиты под углом 30° . Эндоконтактовые изменения питерлитов, так же, как на контакте с гранито-гнейсами,

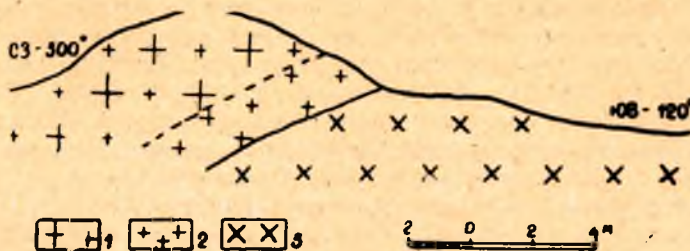


Рис. 4. Контакт питерлита с равномернозернистым гранитом (разрез). Северный склон г. Мустава:

1 — питерлит; 2 — аплитовидный гранит с редкими вкрапленниками кварца и калишпата (эндоконтактовая разновидность питерлита); 3 — равномернозернистый гранит

характеризуются наличием зоны аплитовидного гранита мощностью 2 м. Внедряясь, питерлит не оказывает никакого контактового воздействия на равномернозернистый биотитовый гранит.

Трахитоидность в питерлитах выражена неотчетливо благодаря преобладанию овоидальных форм вкрапленников над таблитчатыми. Судя по имеющимся замерам трахитоидности, интрузивное тело питерлитов наклонено на север. Так же, как и в гранитах более ранних фаз, падение трахитоидности в питерлитах в приконтактных частях крутое, в центральной — пологое.

Неравномернозернистый биотитовый гранит

Неравномернозернистый биотитовый гранит развит в западной части массива на двух разобщенных участках общей площадью 95 км².

Неравномернозернистый биотитовый гранит отличается частой фациальной изменчивостью. Выделяются мелкозернистые, среднезернистые, слабо порфировидные и порфировидные разновидности. Какой-либо закономерности в площадном размещении их не наблюдается.

Кварц в неравномернозернистом биотитовом граните представлен дипирамидальными кристаллами мориона размером 0,1—0,3 см. Вкрапленники калиевого полевого шпата в порфировидной разновидности неравномернозернистого гранита характеризуются в подавляющем большинстве случаев четкими прямоугольными ограничениями. Своеобразной особенностью неравномернозернистых гранитов является наличие в них многочисленных миаролитовых пустот, выполненных кристаллами калиевого полевого шпата и мориона. Неравномернозернистые граниты, в отличие от остальных гранитов рапакиви, содержат значительное количество пегматитовых жил.

Контакт неравномернозернистых гранитов с вмещающими породами не установлен ввиду плохой обнаженности в зоне контакта. Н. Г. Судовиковым (1960) был вскрыт непосредственный контакт неравномернозернистых биотитовых гранитов с биотитовыми сланцами в 100 м к югу от пос. Хопунвара. Согласно Н. Г. Судовикову, граниты имеют неровную поверхность соприкосновения со сланцами, и среди сланцев вблизи контакта наблюдения многочисленных выходы гранита.

На левом берегу р. Уксунъёки у водопада Кивенкулманкоски неравномернозернистые биотитовые граниты прорывают питерлиты. Контакт наблюдается на протяжении 80 м (рис. 5). Характер контакта эруптивный. На левом берегу реки на север от обнажения развиты питерлиты, на юг — неравномернозернистые биотитовые граниты. В зоне контакта крупные глыбы питерлитов, достигающие иногда 20 м в поперечнике, погружены в неравномернозернистый гранит, который в зоне контакта имеет мелкозернистую аплитовидную структуру. Контакт между питерлитом и мелкозернистым аплитовидным гранитом четкий. На левобережье р. Уксунъёки в приконтактной зоне питерлиты содержат большое количество жил мелкозернистого биотитового гранита. На правобережье р. Мустаёки среди питерлитов в большом количестве встречаются небольшие интрузивные тела неравномернозернистых гранитов.

В 2 км на северо-запад от г. Репояки в равномернозернистых биотитовых гранитах недалеко от контакта с неравномернозернистыми гранитами имеются пластовые залежи неравномернозернистых гранитов. Контакты между ними резкие. Неравномернозернистые граниты в отличие от равномернозернистых изобилуют миаролитовыми пустотами, выполненными кварцем.

Трахитоидность в неравномернозернистых гранитах так же, как в выборгитах, характеризуется пологим залеганием с падением на юго-запад под углом $10-20^\circ$. Она наблюдается только в порфировидной разновидности неравномернозернистых гранитов, где ориентирована согласно с пластовой отдельностью гранитов. Благодаря тому, что последняя четко выражена не только в порфировидной разновидности, но и в среднезернистой и мелкозернистой, о пологом залегании неравномернозернистых гранитов можно говорить с уверенностью. На большой площади своего развития неравномернозернистые граниты перекрывают выборгиты и приурочены к юго-западу Салминского массива.

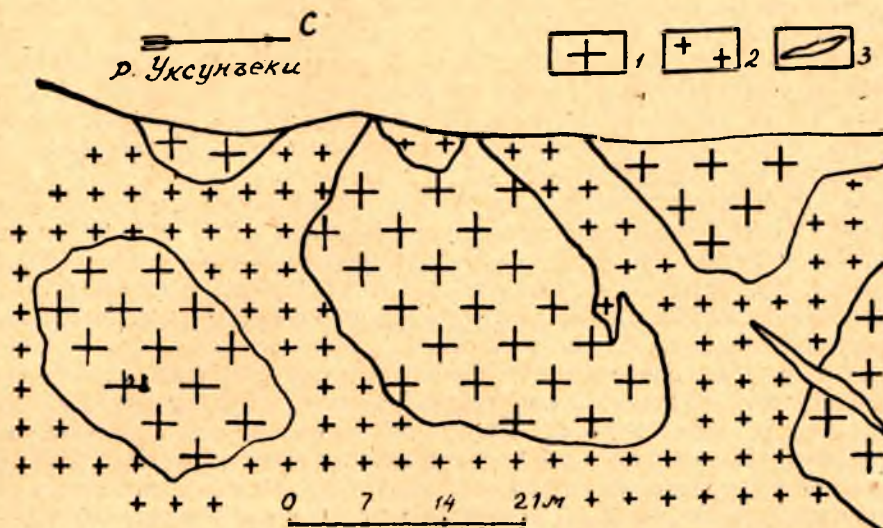


Рис. 5. Эруптивный контакт неравномернозернистого биотитового гранита с пите́рлитом. Левый берег р. Уксуны́ки, порог Кивенкулманкоски:
1 — пите́рлит; 2 — аплитовидный гранит (эндоконтактная разновидность неравномернозернистого гранита); 3 — кварцевый прожилок

Линейность в неравномернозернистых гранитах, наблюдавшаяся западнее д. Уксы, находясь в плоскости трахитоидности, имеющей азимут падения 260° и угол падения 25° , погружается под углом 25° в направлении ЮЗ 245° . Следовательно, магма неравномернозернистых гранитов так же, как и в первую интрузивную фазу поступила с юго-запада. Кроме того, не исключена возможность, что подводящими каналами могли служить дайки кварцевых порфиров, подобные вскрытой в районе Люпикко, особенно если учесть тот факт, что эта дайка прорывает пите́рлит.

С внедрением неравномернозернистых гранитов четвертой интрузивной фазы в основном завершилось формирование Салминского массива. Залегая у западного контакта и полого падая в сторону вмещающих пород, неравномернозернистые граниты представляют собой верхнюю прикровельную часть массива. Этим, по-видимому, и объясняется частая фациальная изменчивость неравномернозернистых гранитов рапакиви, непостоянный химический и минералогический состав их и наличие пегматитовых жил. Однако обращающее на себя внимание полное отсутствие в их составе ксенолитов вмещающих пород свидетельствует о глубоко эрозионном срезе массива.



Крупноовоидный порфировидный гранит с мелкозернистой основной массой

Крупноовоидный порфировидный гранит слагает как круто-, так и пологозалегающие трещинные тела, встречающиеся во всех частях массива. По внешнему облику крупноовоидный порфировидный гранит неотличим от приконтактовой разновидности питерлитов. Порфировые вкрапленники ортоклаза здесь по размеру и форме соответствуют вкрапленникам питерлитов. Олигоклазовые оболочки на них в большинстве случаев отсутствуют. Характерной особенностью этой разновидности гранитов рапакиви является повсеместно наблюдаемая мелкозернистая основная масса, по структуре похожая на аплит, но содержащая значительное количество темноцветных минералов.

Самое крупное интрузивное тело крупноовоидных порфировидных гранитов расположено в центральной части массива в районе оз. Раялампи и Сяксъярви. Оно представляет собой полого залегающую трещинную интрузию, наклоненную в северо-восточном, субширотном направлении под углом $10-25^\circ$.

На юго-восточном берегу оз. Раялампи крупноовоидные порфировидные граниты прорывают выборгиты. Верхняя часть обнажения сложена выборгитами, нижняя — крупноовоидными порфировидными гранитами. Плоскость контакта падает на СВ 80° под углом 25° (под выборгиты). Непосредственно на контакте крупноовоидный порфировидный гранит постепенно переходит в аплит. В приконтактовой зоне мощностью около 2 м в крупноовоидных порфировидных гранитах параллельно поверхности контакта наблюдается полосатость, обусловленная наличием полосы зеленовато-серой разновидности рапакиви, содержащей фаялит. Структура гранитов в этой зоне неоднородна и изменяется от мелкозернистой и среднезернистой до порфировидной. От основного тела крупноовоидных порфировидных гранитов в выборгиты отходит вертикальный апофиз аплита мощностью 30 см. Параллельно трахитоидности выборгитов от апофиза в обе стороны отходят прожилки аплита мощностью до 10 см.

В верховье р. Риуттасеноя эта интрузия прорывает питерлиты. Верхняя часть обнажения, представляющего собой обрыв высотой 3 м, сложена питерлитами. Трахитоидность в них падает на северо-запад 330° под углом 20° . Нижняя часть обнажения представлена крупноовоидными порфировидными гранитами с мелкозернистой основной массой. Контакт между ними четкий. Плоскость контакта падает на СВ 80° под углом 10° . Трахитоидность в крупноовоидных порфировидных гранитах ориентирована параллельно падению плоскости контакта.

Подобная пологозалегающая интрузия крупноовоидных порфировидных гранитов, но значительно меньшая по размеру, встречена среди питерлитов южнее оз. Мусталампи.

Из крутозалегающих даек крупноовоидных порфировидных гранитов с мелкозернистой основной массой самая крупная расположена среди выборгитов на левом берегу р. Тулемаёки южнее д. Колатсельги. Мощность ее составляет около 140 м. Оба контакта падают на юго-восток под углом 60° . Следует отметить, что такое же падение характерно для многих поперечных трещин отдельности в выборгитах этой части массива. В обнажении хорошо видны оба контакта. Контакты резкие, прямолинейные. По направлению к контактам крупноовоидные порфировидные граниты постепенно переходят в аплит, и только центральная часть дайки мощностью 15—18 м сложена крупноовоидным порфировидным гранитом рапакиви. Мощность зоны аплита у лежащего контакта значи-

тельно больше и составляет около 100 м, тогда как у висячего контакта — 0,5—1,5 м.

Крупноовоидные порфировидные граниты слагают также множество мелких даек (мощностью до 1 м), приуроченных, как правило, к первичным трещинам вмещающих гранитов. И повсюду в приконтактной зоне они переходят в аплит.

Кварцевый порфир

Дайка кварцевого порфира встречена за пределами массива в 1 км от его западного контакта севернее месторождения Люпикко. Залегаёт она среди архейских гранито-гнейсов и простирается в направлении СЗ 340°. Мощность дайки составляет 3 м, прослеженная протяженность 12 м. Падение ее вертикальное. Кварцевый порфир представляет собой породу бурого цвета. Порфировые вкрапленники представлены кварцем, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом. Структура основной массы скрытокристаллическая. Как калиевый полевой шпат, так и кварц имеют ту же форму, что и в гранитах рапакиви, но обладают значительно меньшим размером. А. А. Мустоненом аналогичный кварцевый порфир был вскрыт скважиной № 69 в районе месторождения Люпикко на глубине 12 м. Мощность его по жерну составляет 8 м. Насколько можно судить по жерну, кварцевый порфир прорывает питерлит.

Аплит

Аплит наблюдается обычно в виде прямолинейных протяженных жил, встречающихся во всех разновидностях гранитов рапакиви. Контакты аплитовых жил, как правило, резкие, прямолинейные. Жилы простираются, главным образом, в северо-западном, субширотном направлении, реже — в северо-восточном и характеризуются преимущественно вертикальным падением. Залегание жил совпадает с залеганием первичных трещин гранитов рапакиви. Резкий и прямолинейный характер контактов аплитовых жил и совпадение залегания с первичными трещинами свидетельствует об их приуроченности к последним. Наблюдается некоторая зависимость мощности жил от характера первичных трещин, которые они выполняют. Наибольшие из них приурочены к поперечным трещинам, наименьшие — к пластовым. Мощность первых определяется метрами, протяженность — десятками метров. Жилы аплита, приуроченные к пластовым первичным трещинам, обычно маломощные и выклинивающиеся. Мощность их, как правило, составляет 5—15 см.

Наряду с жилами аплита, приуроченными к первичным трещинам гранитов рапакиви, встречен целый ряд аплитовых жил, не обнаруживающих такой приуроченности. Жилы эти обычно маломощны, контакты их извилисты, и зачастую недостаточно резки.

В аплитовых жилах нередко наблюдаются обособления пегматита. Последние расположены либо в центральной части жилы, либо в ее приконтактных частях, где образуют тонкие полосы и линзы, ориентированные параллельно контактам.

Внедрение аплита, по-видимому, не было одновременным. Об этом свидетельствует неодинаковый химический состав аплита, залегающего в гранитах различных интрузивных фаз. Существует определенная зависимость химического состава аплита от химического состава вмещающего его гранита рапакиви. Это позволяет утверждать, что каждая интрузивная фаза сопровождалась аплитовыми жилами.

Пегматит

В отличие от аплита, жилы которого имеются во всех разновидностях гранитов рапакиви, пегматитовые жилы концентрируются лишь в неравномернозернистых гранитах. Наибольшее количество их встречено в районе оз. Ниегъярви.

Пегматит образует либо неправильной формы тела, без четко выраженных контактов с вмещающими их гранитами, либо прямолинейные жилы, приуроченные к первичным трещинам гранитов. Размеры жил невелики. Протяженность их составляет 15—17 м, мощность — 10—30 см. Жилы пегматита нередко невыдержаны по мощности и характеризуются наличием раздувов, к которым приурочены гнезда, выполненные кристаллами мориона, топаза, флюорита и полевого шпата. Форма гнезд повторяет конфигурацию раздува или самой жилы. Пегматитовые жилы часто имеют зональное строение, то есть мелкозернистый пегматит от контакта к центру сменяется среднезернистым и затем крупнозернистым.

Жильный кварц

Кварц в пределах массива встречается в виде маломощных прожилков. Мощность их не превышает 10 см. Наиболее обычная мощность 1—2 см, протяженность — первые метры. На контакте массива кварц нередко внедряется во вмещающие породы в виде маломощных апофиз (мощностью 1—2 см). Во вмещающих породах в приконтактной зоне встречаются жилы кварца мощностью до 1 м. Характер контактов кварцевых жил угловатый, что свидетельствует о заполнении кварцем трещин во вмещающих породах. Кварц, слагающий кварцевые жилы, как в пределах массива рапакиви, так и в его экзоконтактной зоне содержит очень мало элементов-примесей, так же, как и кварц, входящий в состав гранитов рапакиви в виде породообразующего минерала.

Первичные трещины

Во всех разновидностях гранитов рапакиви прекрасно выражены первичные трещины. Наблюдаются следующие 4 типа трещин: поперечные, продольные, диагональные, пластовые.

Первые три системы — вертикальные либо крутопадающие. Пластовые трещины отдельности преимущественно пологие либо горизонтальные.

Особенно хорошо выражены в массиве поперечные трещины отдельности. Они самые широкие и протяженные. Продольные трещины менее протяженны и наблюдаются реже, чем трещины поперечные. Диагональные трещины отдельности широко развиты в южной части массива, где они характеризуются выдержанным простиранием (СВ 37—40°) и крутым либо вертикальным падением. Пластовые трещины отдельности развиты неравномерно. Лучше всего они проявились в неравномернозернистых биотитовых гранитах и в крупноовоидных порфиroidных гранитах в районе оз. Сяксъярви.

При общей одинаковой направленности главных первичных трещин, характер проявления их в различных разновидностях рапакиви несколько отличен, что обуславливает различную форму отдельности гранитов.

Так, в выборгитах и питерлитах вертикальные трещины отдельности отстоят друг от друга на расстоянии 1, 2, 3, 5 и более метров. Пластовые трещины имеют неровную поверхность и встречаются довольно редко. В равномернозернистых биотитовых гранитах трещин отдельности наблюдаются на расстоянии 0,5; 1; 2; 3 м друг от друга. В этих гранитах часто наблюдается параллелепипедальная отдельность. В неравномернозернистых биотитовых гранитах вместе с параллелепипедальной широко развита плитчатая отдельность. Широко проявленная плитчатая отдельность в неравномернозернистых гранитах свидетельствует о быстром остывании их, что находится в соответствии с прикровельным положением этих гранитов.

ГЛАВА II. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД МАССИВА

В этой главе автор ставит своей задачей охарактеризовать минералогический состав и структурные взаимоотношения минералов, слагающих граниты рапакиви.

Благодаря разнообразию слагающих их породообразующих минералов и сложности структурных взаимоотношений, граниты рапакиви представляют собой весьма своеобразные породы. Значительную сложность взаимоотношений минералов создает наличие нескольких генераций отдельных минералов и реакционные взаимоотношения между полевыми шпатами.

Большой размер зерен породообразующих минералов гранитов рапакиви не позволяет составить полного представления об особенностях их структуры и состава при микроскопическом исследовании. Поэтому, наряду с микроскопическими наблюдениями, автором проводились наблюдения макроскопические. Для этой цели из гранитов вырезались пластинки размером в среднем 10×5 см. Далее они подвергались окрашиванию кобальтонитритом натрия с целью разделения полевых шпатов. Затем пластинки просматривались под биноклем. Из них же вычислялся количественно минералогический состав гранитов рапакиви путем подсчета зерен по миллиметровой линейке по такому же принципу, как на интеграционном столике в шлифах. Интервал между параллельными линиями составлял 1 см или 0,5 см, в зависимости от крупности структуры гранита.

Кроме приведенного в таблице 1 количественно минералогического состава во всех разновидностях гранитов рапакиви встречаются единичные зерна пироксена и фаялита.

БЕЗОВОИДНЫЕ ГРАНИТЫ РАПАКИВИ

К безовоидным гранитам рапакиви относятся равномернозернистые граниты второй интрузивной фазы и неравномернозернистые граниты четвертой фазы. Кроме отсутствия овоидов калиевого шпата, и те, и другие граниты являются существенно биотитовыми в отличие от биотит-роговообманковых овоидных разновидностей рапакиви.

Равномернозернистый биотитовый гранит

Равномернозернистые биотитовые граниты так же, как и другие граниты рапакиви, являются ортоклазовыми лейкократовыми гранитами. Они состоят из ортоклаза (47,9—57,1%), плагиоклаза (3,5—18,1%), кварца (28,6—40,0%); биотита (1,0—3,8%) (табл. 1).

Таблица 1

Количественно-минералогический состав гранитов рапакиви

Название гранита	№ образца	Длина линий измерения, мм	Калиевый полевой шпат, %	Плагиоклаз, %	Кварц, %	Темно-цветные минералы, %	Отношение калишпата к плагиоклазу	Местоположение в массиве
Выборгит	281	568	54,6	11,5	30,0	3,9	4,7	Центральная часть
	76	1151	59,9	9,1	28,8	2,2	6,5	„
	91	163	60,8	9,2	23,2	6,8	6,6	„
	57	1382	59,7	11,9	25,3	3,1	5,0	„
	134	381	67,3	12,9	18,6	1,2	5,2	„
	82	775	59,4	9,2	29,4	2,1	6,5	„
	83	471	60,3	11,3	21,6	6,4	5,3	„
	84a	804	57,2	17,65	19,85	5,3	3,2	„
	127	649	52,9	16,2	29,5	1,4	3,3	Краевая часть
	121	667	60,35	11,35	25,0	3,3	5,3	„
	147	245	40,8	11,7	33,5	13,9	3,4	Эндоконтакт
Равномернозернистый биотитовый гранит	146	370	53,0	7,8	35,9	2,4	6,6	Центральная часть
	163	586	50,7	8,8	40,0	1,6	5,6	„
	175	282	47,9	13,1	36,5	2,5	4,4	„
	193	392	57,1	6,8	33,5	2,6	8,4	„
	145/2	382	50,0	18,1	28,8	3,1	2,7	„
	145/3	797	53,9	13,6	28,6	3,8	4,0	„
	220	577	54,7	11,3	33,0	1,0	4,8	„
	229	262	52,3	3,9	40,0	3,8	13,4	„
	169	421	56,5	3,5	36,3	3,7	16,1	Приконтактная часть
	137	338	50,9	12,4	33,4	3,3	4,1	„
	169/1	468	48,5	13,7	36,1	1,7	3,5	„
Пигерлит	2	181	59,6	10,5	28,8	1,1	5,6	Центральная часть
	37	326	61,0	7,7	29,5	1,8	7,9	„
	4	1432	48,95	16,05	29,35	6,55	3,4	„
	1в	719	59,0	9,8	26,2	4,6	6,0	„
	3	291	57,8	3,1	33,6	5,5	19,0	„
	250	417	47,05	12,6	36,0	4,3	3,7	„

Название гранита	№ образца	Длина линии измерения, мм	Калиевый полевой шпат, %	Плагиоклаз, %	Кварц, %	Темно-цветные минералы, %	Отношение калишпата к плагиоклазу	Местоположение в массиве
Питерлит	35в	909	53,1	15,7	28,2	3,0	3,4	Краевая часть
	34	603	63,5	5,8	25,4	5,3	11,0	"
	25	322	51,3	14,6	30,4	3,7	3,5	"
	255/2	295	59,4	10,4	25,8	4,4	5,7	"
Неравномерно-зернистый биотитовый гранит	70	953	59,0	10,4	25,8	3,9	5,7	Центральная часть
	71	553	54,4	8,1	33,6	3,8	6,7	"
	46	329	47,4	20,4	25,2	6,7	2,3	Краевая часть
	144	965	57,6	7,3	29,6	5,5	8,0	Центральная часть
Крупноволнистый порфировидный гранит	274	1913	57,3	15,6	25,1	4,0	3,7	Центральная часть
	271	636	57,1	10,9	28,9	3,1	5,2	"
	270	454	50,7	19,6	26,0	3,7	2,6	"

Как видно из таблицы, состав гранитов довольно постоянен и существенно одинаков как в центральной части интрузии, так и в ее краевых частях.

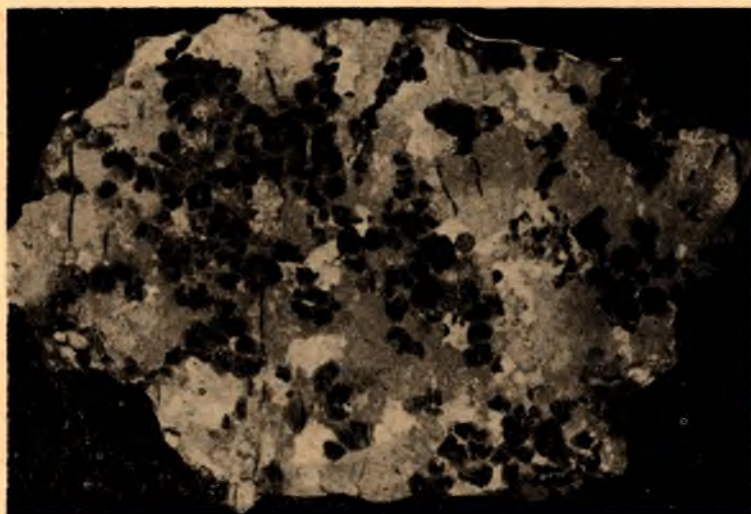


Рис. 6. Равномернозернистый биотитовый гранит. Пришлифованный и окрашенный образец. Плагиоклаз светлее калишпата. Натуральная величина

Макроскопическое наблюдение над структурой и распределением породообразующих минералов показывает, что самым идиоморфным минералом является кварц (рис. 6). Зерна кварца размером 1—3 мм концентрируются обычно на периферии калишпатовых зерен либо наблюдаются в виде включений в них. Калишпат-пертит образует скопления

зерен размером 0,5—1 см. Плагноклаз и биотит обычно ассоциируют друг с другом. Кроме того, отдельные зерна плагноклаза тяготеют к калиевому шпату. В равномернозернистых гранитах отмечен целый ряд мельчайших миаролитовых пустот размером 1—2 мм. В одной из них наблюдается кристаллик берилла.

Под микроскопом устанавливаются различные формы выделения кварца. Подавляющая часть его представлена кучкообразными скоплениями идиоморфных зерен, по отношению к которым ксеноморфны как калиевый полевой шпат, так и биотит (рис. 7). Кроме идиоморфных



Рис. 7. Идиоморфизмы кварца относительно калиевого полевого шпата и биотита. Без анализатора. $\times 16$

зерен, кварц образует granoфиновые срастания с полевыми шпатами; в подчиненном количестве имеются мелкие ксеноморфные выделения его.

Калиевый полевой шпат образует широкотаблитчатые зерна с неровными краями, в которых повсюду наблюдаются ленточные пертитовые вроски альбита. На границе калишпатовых зерен часто имеются альбитовые полосы. В калишпате содержатся включения плагноклаза и кварца. Плагноклаз присутствует в виде двух генераций. Более ранняя генерация представлена идиоморфными табличками среднего состава, либо зональным плагноклазом и встречается в виде единичных зерен. На границе с калиевым полевым шпатом по краям его нередко наблюдается альбитовая каемка. Плагноклаз ранней генерации образует включения в кварце и калишпате. С ним нередко связаны протокластические явления. Таблицы плагноклаза ранней генерации при этом расщелены поперечными трещинами не продолжающимися в соседние зерна. По этим трещинам происходит смещение полисинтетических двойников, иногда они заполнены кварцем. Подавляющая же часть плагноклаза, присутствующего в равномернозернистых гранитах, представлена более поздней генерацией его — альбитом, который замещает калиевый полевой шпат и первую генерацию плагноклаза. Биотит является самым ксеноморфным минералом. Он, как правило, развивается по калишпату. Взаимоотношения альбита с биотитом свидетельствуют об их одновременном выделении. Альбит нередко образует веретеновидные включе-

ния в биотите. Кроме того, по краям их зерен наблюдаются взаимопро-
растания, напоминающие гранофировые. К биотиту обычно приурочен
флюорит либо ортит.

Неравномернозернистый биотитовый гранит

Неравномернозернистые биотитовые граниты, как отмечалось ранее,
характеризуются большой фациальной изменчивостью. Им свойственны
порфировидные, мелкозернистые и среднезернистые структуры (рис. 8,
9). Порфировидная разновидность их неотличима от эндоконтактовой
разновидности равномернозернистых биотитовых гранитов. Нередко

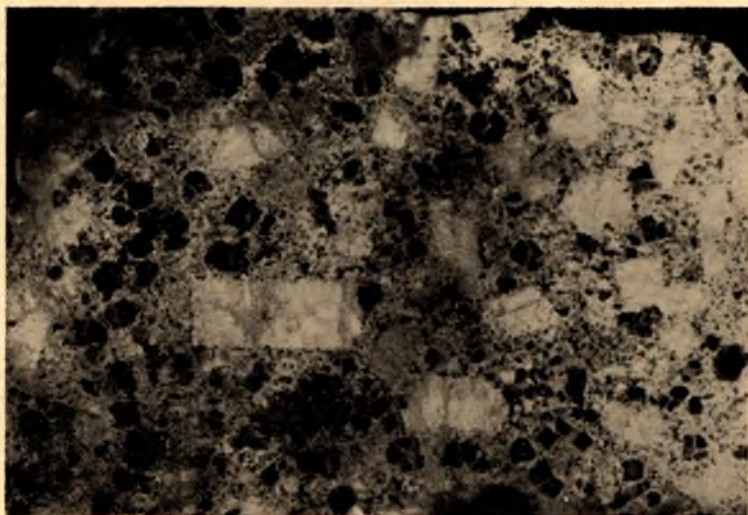


Рис. 8. Порфировидная разновидность неравномернозернистых гра-
нитов. Пришлифованный образец. $\times 2$

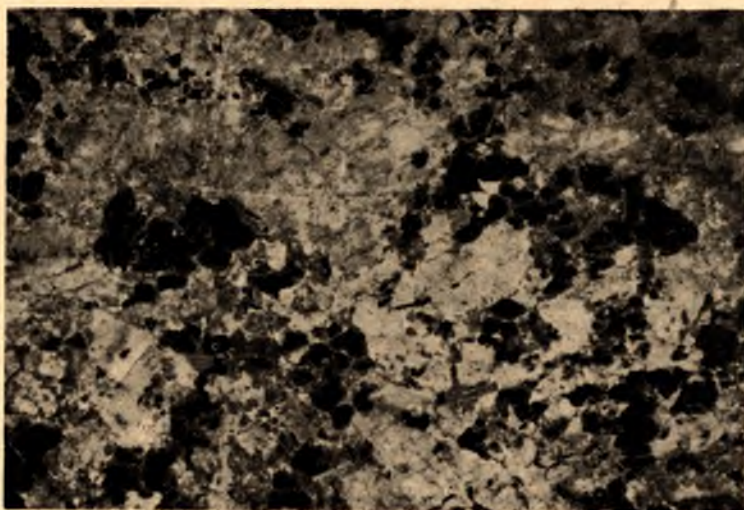


Рис. 9. Среднезернистая разновидность неравномернозернистых гра-
нитов. Пришлифованный и окрашенный образец. Калишпат светлее
плагиоклаза. $\times 2$

в ней можно наблюдать протоклаз, выражающийся в дроблении и смещении табличек калиевого полевого шпата.

Неравнозернистые граниты, как видно из таблицы 1, состоят из калиевого полевого шпата (47,4—59,9%), плагиоклаза (8,1—20,7%), кварца (25,2—33,6%) и биотита (3,8—6,7%). Кроме того, встречены единичные зерна роговой обманки и псевдоморфозы серпентина по оливину.

Неравнозернистым и равнозернистым гранитам свойственны многие общие петрографические особенности. Так, например, при сравнении рисунка 6 и рисунка 9 можно видеть много общего в распределении кварца и полевых шпатов и в форме их зерен, но в среднезернистых гранитах они значительно меньше по размеру. Если к тому же учесть, что порфиоровидная разновидность неравнозернистых гранитов аналогична эндоконтактовой разновидности равнозернистых гранитов, то становится несомненным, что основное различие в структуре их кроется в том, что неравнозернистые граниты кристаллизовались в условиях быстрого падения температуры, что находится в полном соответствии с их прикровельным положением.

В неравнозернистых биотитовых гранитах наблюдается несколько генераций плагиоклаза. Ранняя генерация так же, как в равнозернистых гранитах, представлена единичными табличками среднего плагиоклаза, претерпевшими протоклаз. По протокластическим трещинам развивается калишпат и альбит.

В центральной части массива в неравнозернистых гранитах встречаются единичные овоиды калишпата, заключенные в оболочку олигоклаза. Последний отсутствует в равнозернистых гранитах и является обычным в овоидных гранитах рапакиви. Более поздней генерацией является альбит. Альбитизация в неравнозернистых гранитах проявлена широко и интенсивно. Альбит развивается по плагиоклазу и калишпату. Альбитизация последнего осуществляется либо путем сплошного замещения зерно за зерно, либо путем расширения пертитовых жилок и образования альбитовых пятен. Последние характеризуются одинаковой ориентировкой полисинтетических двойников и соединены между собой пертитовыми жилками альбита. При сплошном замещении альбит начинает развиваться по краям калишпатовых зерен и распространяется к центру; альбит изобилует реликтами калиевого полевого шпата (рис. 10).

Существует и более поздняя генерация альбита — лейстовый альбит, пронизывающий все породообразующие минералы, нередко в виде цепочек (рис. 11). Лейстовый альбит встречается не повсеместно. Наиболее обычен он в районе г. Хопунвара — месторождение Люпикко в приконтактовой части массива. Одновременно с появлением лейстового альбита происходит мусковитизация биотита.

Биотит неравнозернистых гранитов подобен биотиту в гранитах равнозернистых. Он также замещает калиевый полевой шпат. При этом часто можно видеть, что замещение калиевого полевого шпата биотитом происходит одновременно с альбитизацией его. В биотите очень часто имеются мелкие прихотливой формы включения альбита.

Таким образом, исходя из взаимоотношения породообразующих минералов, для безовоидных гранитов рапакиви характерна следующая последовательность выделения минералов. Одним из первых начинает кристаллизоваться плагиоклаз среднего состава, за ними следуют кварц и калишпат. Вслед за калишпатом кристаллизуются одновременно биотит, кварц и альбит. Кварц является единственным минералом, который кристаллизуется на протяжении всего процесса кристаллизации.

ОВОИДНЫЕ ГРАНИТЫ РАПАКИВИ

К оvoidным гранитам рапакиви относятся выборгит, питерлит и крупноовоидный порфиroidный гранит с мелкозернистой основной массой. Наряду с овоидальной формой калишпатовых вкрапленников, в них имеются правильные таблитчатые формы.

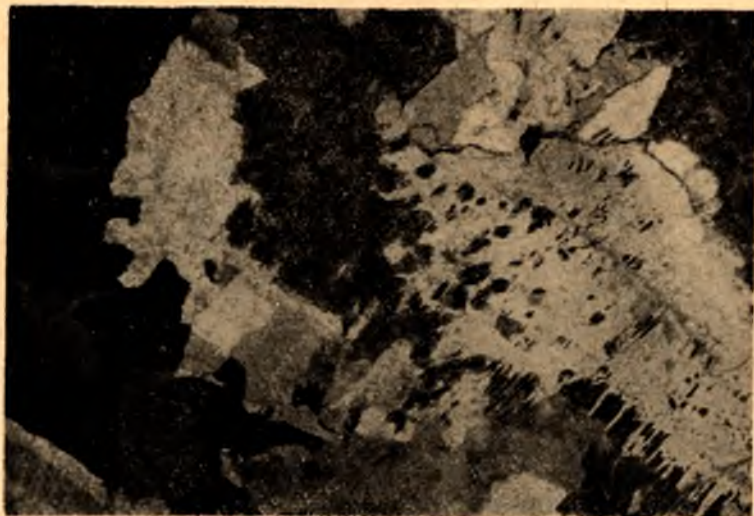


Рис. 10. Замещение калишпата альбитом. В альбите наблюдаются реликты незамещенного калишпата. С анализатором. $\times 56$



Рис. 11. Лейстовый альбит в неравномернозернистых гранитах. С анализатором. $\times 26$

Плагиоклазовые оболочки наиболее распространены в выборгите, хотя и здесь их несравненно меньше, чем в выборгите Выборгского массива. В питерлите и крупноовоидном порфиroidном граните плагиоклазовые оболочки довольно редки.

Взаимоотношение калишпатовых ядер с олигоклазовыми оболочками

Рисунки 12 и 13 иллюстрируют форму олигоклазовых оболочек и их взаимоотношения с калишпатовым ядром. Несмотря на разнообразие форм, всем им свойственны реакционные взаимоотношения. Это особенно хорошо видно на рисунке 13, где большая часть калишпатового ядра замещена плагиоклазом. Оболочки не выдержаны по ширине, часто

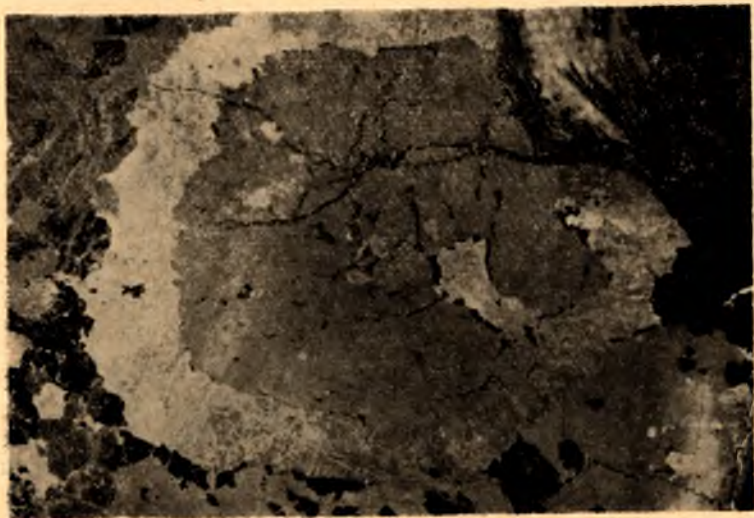


Рис. 12. Овоид калишпата, заключенный в олигоклазовую оболочку. Граница между овоидом и оболочкой неровная, свидетельствующая о реакционном взаимоотношении. $\times 2$

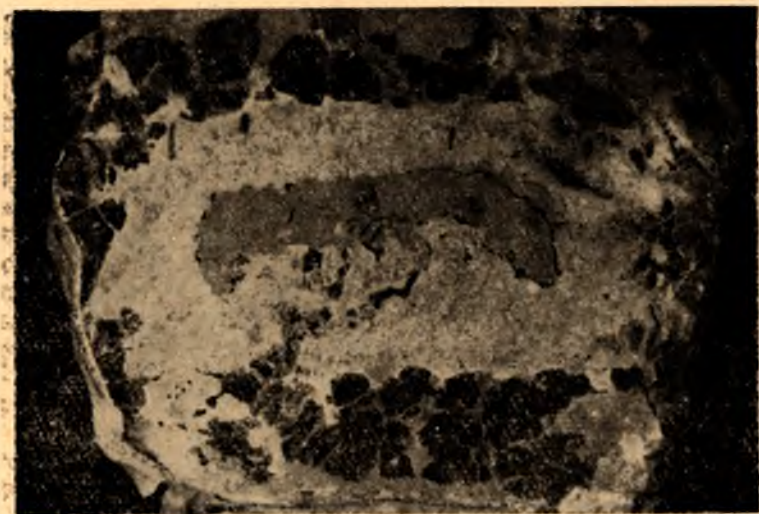


Рис. 13. Овоид калишпата наполовину замещенный олигоклазом оболочки

прерывистые. Внешние ограничения их в большинстве случаев прямые, тогда как внутренние неправильные, извилистые. Имеются внутриядные олигоклазовые оболочки. Они также не выдержаны по ширине и прерывисты. На всех приведенных фотографиях хорошо вид-

но, что повсюду во вкрапленниках вместе с калиевым полевым шпатом и плагиоклазом ассоциируют кварц. Он образует либо редкие включения в калиевом полево шпате, либо приурочен к границе ядра и оболочки, либо находится в гранофировых сростаниях с плагиоклазом оболочки на границе с ядром калишпата. Под микроскопом хорошо видно, как оболочка разрастается за счет ядра, при этом в ней нередко содержатся пятнообразные реликты калиевого полевого шпата.

Иногда вместе с плагиоклазом оболочку составляет биотит. Он также замещает калиевый полевой шпат.

Выборгит

Выборгит состоит из калиевого полевого шпата (52,9—67,3%), плагиоклаза (9,1—17,7%), кварца (21,6—33,5%) и темноцветных минералов (роговая обманка и биотит) 3,2—6,6% (табл. 1). Как видно из таблицы, количественно минералогический состав выборгитов довольно постоянный, лишь в эндоконтактной части (обр. 147) наблюдается заметное повышение содержания биотита с одновременным уменьшением калиевого полевого шпата.

При макроскопическом изучении выборгита по размеру зерен устанавливается 3 генерации кварца: 1) округлые выделения темно-серого кварца размером 0,8—0,5 см. Края этих зерен довольно ровные, форма круглая. В большинстве случаев они окаймлены калиевым шпатом; 2) более мелкая генерация кварца (от 2 до 5 мм в поперечнике). Зерна имеют прихотливые извилистые ограничения. Они граничат с калиевым полевым шпатом и плагиоклазом; 3) самая мелкая генерация кварца (до 1 мм). Она наблюдается в виде гранофировых сростаний с плагиоклазом и биотитом. Окраска кварца в этих сростаниях нередко пятнистая. Наблюдается постепенный переход темно-серого, почти черного, кварца в светло-серый. Кварц, как правило, образует кучкообразные скопления идиоморфных зерен между вкрапленниками калиевого полевого шпата.

Вкрапленники калиевого полевого шпата образуют как овоиды, так и относительно правильные таблицы, но и в том и в другом случае нет резкого разграничения между вкрапленником и основной массой. Это происходит благодаря тому, что края вкрапленников извилистые и глубоко проникают между граничащими с ними идиоморфными зернами кварца, как бы составляя единую ткань (рис. 14). Такие же отношения вкрапленников с основной массой свойственны для питеклита.

Плагиоклаз образует редкие неправильной формы зерна размером от 0,5 см в поперечнике до 1,5×1 см. Чаще же он слагает оболочки вокруг калишпатовых зерен, причем оболочки наблюдаются как вокруг крупных, так и вокруг мелких зерен. В калиевом полево шпате имеются включения плагиоклаза размером 1—2 до 3 мм.

Микроскопические взаимоотношения породообразующих минералов еще сложнее, чем в безовоидных гранитах. Здесь выделяются 3 генерации плагиоклаза. Первая генерация представлена единичными зернами основного олигоклаза — андезина и зональными кристаллами с аналогичной центральной частью. В плагиоклазе первой генерации нередко наблюдаются антипертитовые прорастания калишпата. Этот плагиоклаз замещается калиевым шпатом. Так же, как и в безовоидных гранитах, с плагиоклазом первой генерации связан протоклаз. Трещины в плагиоклазе заполнены кварцем и калишпатом. Вторая генерация плагиоклаза — кислый олигоклаз, обычно образующий оболочки

вокруг зерен калиевого полевого шпата. Третья генерация представлена альбитом, развивающимся как по калишпату, так и по плагиоклазу.

Калиевый полевой шпат под микроскопом мало отличается от калишпата безовоидных гранитов. Он также представлен калишпат-пер-

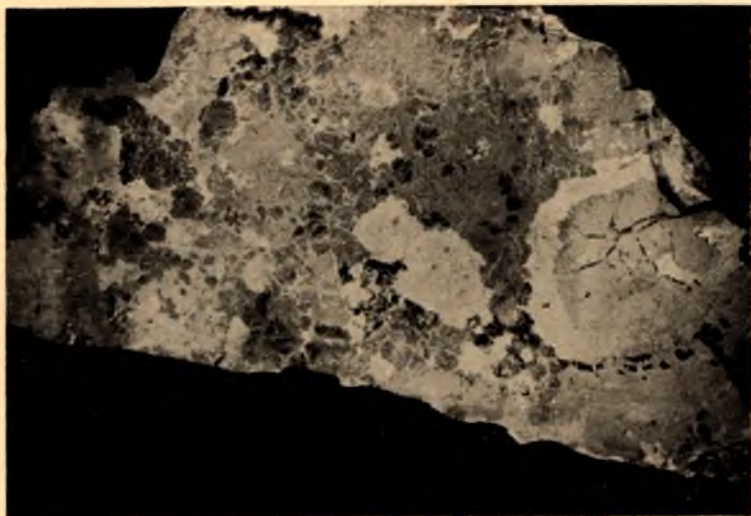


Рис. 14. Выборгит. Пришлифованный и окрашенный образец. Плагиоклаз светлее калишпата. Натуральная величина

титом, но пертитовые жилки в нем более тонки, чем в калишпате безовоидных гранитов. Кроме того, в нем значительно больше содержится включений кварца, плагиоклаза, биотита, роговой обманки. В краевой

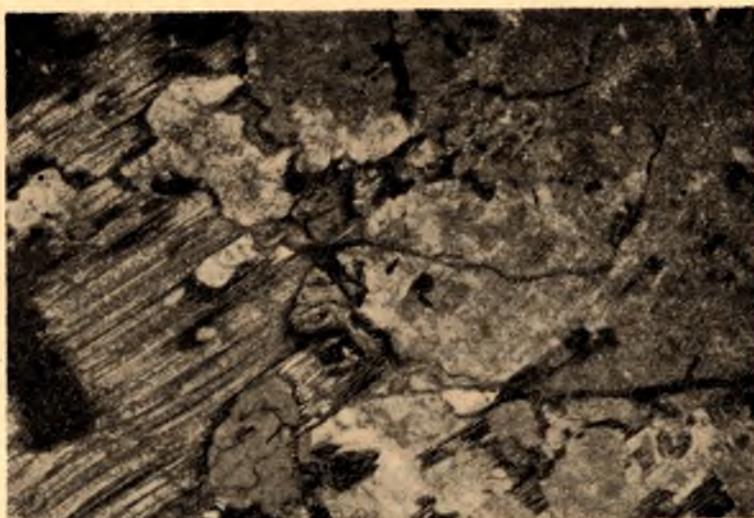


Рис. 15. Замещение калишпата альбитом и биотитом. Альбит светлее калишпата. С анализатором. $\times 50$

части зерна нередко наблюдаются пойкило-пегматитовые включения кварца, подробно описанные В. С. Соболевым (1947) для гранитов рапакиви Коростеньского плутона. Так же, как в безовоидных гранитах,

между зернами калишпата часто имеются альбитовые каемки. Калишпат обычно замещается биотитом и альбитом, причем эти процессы совершаются одновременно (рис. 15).

Биотит в выборгитах присутствует в виде двух генераций. Обе они ксеноморфны по отношению к другим порообразующим минералам (рис. 16) и находятся в реакционных взаимоотношениях с калиевым

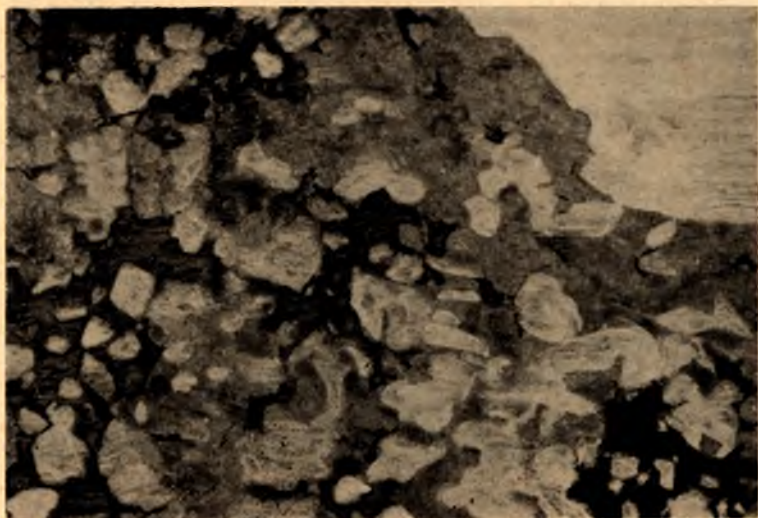


Рис. 16. Ксеноморфный характер биотита. Без анализатора. $\times 40$

полевым шпатом, замещая его. Биотит второй генерации характеризуется более высокой железистостью. По составу он соответствует биотиту равномернозернистых гранитов. Так же, как в равномернозернистых гранитах, с биотитом второй генерации ассоциирует флюорит и ортит, тогда как с биотитом первой генерации — циркон, апатит, гематит.

Роговая обманка образует ксеноморфные зерна, содержащие включения кварца и калишпата, и обычно ассоциирует с биотитом ранней генерации.

Особенности микроскопического распределения кварца не дополняют вышеприведенного макроскопического описания. Следует лишь подчеркнуть, что как в безовоидных, так и в овоидных гранитах, кварц выделяется в течение всего процесса кристаллизации гранитов. Вначале он образует крупные идиоморфные зерна. В процессе кристаллизации размер их уменьшается, и далее, с понижением температуры он образует гранофировые сростания с калишпатом, затем с плагиоклазом и биотитом и наконец — редкие мелкие ксеноморфные выделения в интерстициях между зернами порообразующих минералов.

Питерлит

Питерлит и макроскопически, и по минералогическому составу сходен с выборгитом. Отличие между ними заключается в меньшем количестве олигоклазовых оболочек на зернах калишпата в питерлитах, а также в широком развитии гранофировых структур в нем.

Питерлит состоит из калишпата (47,05—63,5%), плагиоклаза (3,1—16,05%), кварца (25,8—36,0%), темноцветных минералов (биотит и роговая обманка 1,1—6,55%) (табл. 1). Как видно из таблицы, коли-

ественно-минералогический состав питерлита очень близок к составу выборгита и отличается более высоким содержанием кварца.

В центральной части питерлитовой интрузии питерлит аналогичен представленному на рисунке 17. Здесь так же, как и в выборгитах, овоиды не обособляются от основной массы, составляя с ней единую ткань. Овоиды калишпата часто содержат гранофировые вросстки кварца.

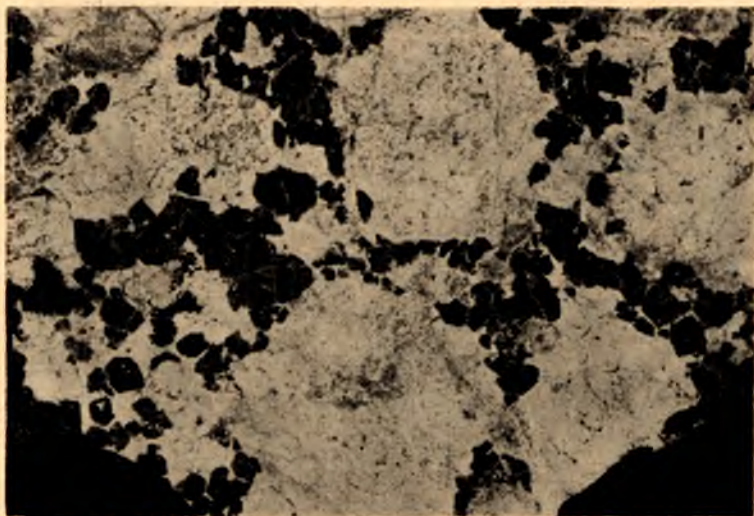


Рис. 17. Питерлит. Пришлифованный образец. $\times 2$

Кварц наблюдается в виде округлых зерен размером 0,2—0,5 см в поперечнике, окружающих калишпатовые вкрапленники. Плагноклаз обособляется в виде неправильных «пятен» среди зерен калиевого полевого шпата.

Ранее отмечалось, что по направлению к контакту питерлит становится порфировидным, затем исчезают калишпатовые вкрапленники и он превращается в мелкозернистый аплитовидный гранит. В отличие от питерлита центральной части интрузии здесь широко развита гранофировая основная масса.

Микроскопически питерлит подобен выборгиту в том отношении, что здесь также выделяются 3 аналогичных генерации плагноклаза и 2 генерации биотита, которые полностью соответствуют аналогичным генерациям этих минералов в выборгите и не требуют дополнительного описания. Роговая обманка здесь также аналогична роговой обманке выборгита. Калиевый полевой шпат, в отличие от калишпата выборгитов содержит очень мало включений плагноклаза и темноцветных минералов. Здесь широко распространены пойкило-пегматитовые включения кварца.

Крупноовоидный порфировидный гранит рапакиви с мелкозернистой основной массой

Крупноовоидный порфировидный гранит по химическому составу неотличим от питерлита. Как видно из таблицы 1, этим разновидностям гранитов свойственен также одинаковый количественно-минералогический состав. По структурным особенностям крупноовоидный порфировидный гранит аналогичен приконтактной разновидности питерлита

(рис. 18). В крупноовоидном порфировидном граните так же, как в пирителите и выборгите, выделяются 3 генерации плагиоклаза и 2 генерации биотита.

Для овоидных разновидностей гранитов рапакиви, таким образом, характерен следующий порядок кристаллизации породообразующих минералов. Начало кристаллизации овоидных гранитов рапакиви составляют единичные, часто раздробленные, таблички плагиоклаза среднего состава. Этот плагиоклаз чаще всего встречается в краевой части мас-

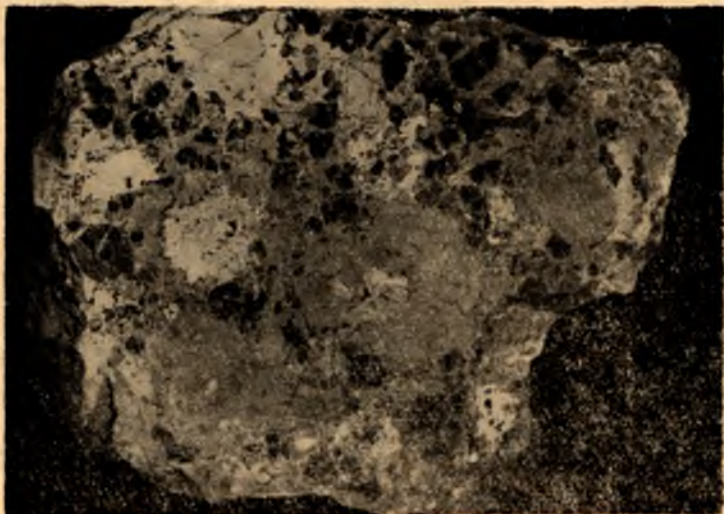


Рис. 18. Крупноовоидный порфировидный гранит с мелкозернистой основной массой. Пришлифованный и окрашенный образец. Плагиоклаз светлее калишпата. Натуральная величина

сива. Он обычно замещается калиевым полевым шпатом. После плагиоклаза первой генерации кристаллизуются кварц и калишпат. Последний во всех разновидностях гранитов рапакиви наблюдается только в виде одной генерации. Кварц в отличие от него кристаллизуется на всем протяжении кристаллизации гранитов. После калиевого полевого шпата кристаллизуются кислый олигоклаз, роговая обманка и биотит первой генерации. Кислый олигоклаз замещает калишпат, образуя олигоклазовые оболочки. Вслед за ними кристаллизуются железистый биотит второй генерации и альбит. Эти минералы замещают ранее выкристаллизовавшиеся. Биотит развивается по калишпату, альбит — по калишпату и плагиоклазу двух первых генераций.

Таким образом, кристаллизация безовоидных гранитов отличается в основном тем, что здесь выпадает второй этап кристаллизации, характеризующийся выделением олигоклаза, слагающего оболочки, роговой обманки и ассоциирующего с ними биотита первой генерации.

КВАРЦЕВЫЙ ПОРФИР

Встреченные, хотя и единичные, дайки кварцевого порфира представляют большой интерес, поскольку кварцевый порфир фиксирует начальную стадию кристаллизации рапакиви. Их генетическое родство с гранитами рапакиви устанавливается прежде всего сравнением химического состава со средним химическим составом гранита рапакиви. Как видно из таблицы 2, они почти идентичны. Единственное отличие состоит

в несколько более высоком содержании магния в кварцевом порфире. Кроме того между ними существует и петрографическое сходство — дымчатый цвет кварца и дипирамидальная форма его вкрапленников, оvoidальная форма вкрапленников калиевого полевого шпата и т. д.

Дайки кварцевого порфира обычно несогласны структурам вмещающих пород, контакты их прямолинейны. Кварцевый порфир не оказывает существенного контактового воздействия на амфиболит, в зоне эндоконтакта наблюдаются редкие отторженцы последнего. К контакту тяготеют в виде полосы то расширяющейся, то сужающейся, многочисленные мелкие обломки порфировых вкрапленников, фиксирующих собою протоклаз. В кварцевом порфире четко видна флюидальность, выражающаяся в ориентировке удлиненных порфировых вкрапленников. Это направление иногда подчеркивается наличием темных полос в основной массе.

Порфировые вкрапленники в кварцевом порфире представлены калиевым полевым шпатом, кварцем и в подчиненном количестве плагиоклазом. Плагиоклаз образует относительно идиоморфные таблички и почти повсеместно ожелезнен и серицитизирован. Калиевый полевой шпат преобладает среди порфировых вкрапленников. В отличие от плагиоклаза идиоморфная форма калишпатовых вкрапленников встречается сравнительно редко. Большей же частью контуры их имеют неправильную прихотливую форму. В центре вкрапленников наблюдаются многочисленные включения основной массы (рис. 19).

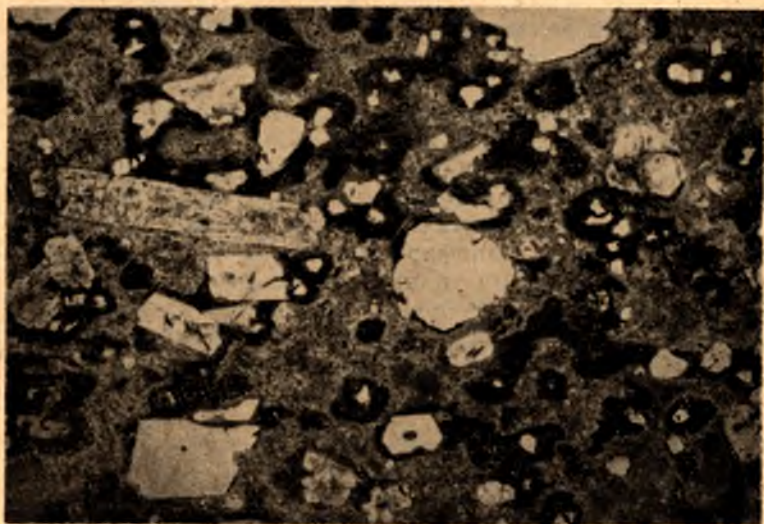


Рис. 19. Калишпатовые вкрапленники в кварцевом порфире. С анализатором. $\times 24$

Встречено интересное явление — вокруг калишпатовых вкрапленников при малом увеличении наблюдаются темные ореолы. При внимательном изучении этих ореолов оказалось, что они состоят из очень тонких чешуек биотита, радиально расходящихся от калишпатовых вкрапленников, и кислого слабо индивидуализированного олигоклаза. Такое взаимоотношение свидетельствует о более раннем выделении калишпата относительно биотита и олигоклаза.

Включения основной массы во вкрапленниках можно, с одной стороны, объяснить перпендикулярным срезом протокластической трещины,

заполненной расплавом, или срезом шлифа относительно извилистых контуров минерала, с другой стороны, большой скоростью роста калишпатового вкрапленника. Существуют несомненные признаки оплавления вкрапленников, тем не менее основная причина образования прихотливых очертаний вкрапленников калиевого полевого шпата, видимо, кроется в большой скорости роста их в относительно вязкой среде. Интересно отметить, что калиевый полевой шпат во вкрапленниках представлен калишпат-пертитом. Это свидетельствует о высоком первоначальном содержании натрия в калишпате и, следовательно, о высокой температуре кристаллизации его.

Кварц так же, как и калиевый полевой шпат, образует либо идиоморфные вкрапленники, либо овоиды. В нем также иногда содержатся включения основной массы. Края овоидов кварца также извилисты, и основная масса проникает почти в центральную часть зерна. Подобные формы кварцевых зерен широко распространены в крупновоидных порфировидных гранитах.

АПЛИТ

Аплит не пользуется широким развитием среди гранитов рапакиви Салминского массива. Редкие жилы его приурочены в основном к первичным трещинам и наблюдаются во всех разновидностях гранитов рапакиви. По химическому составу аплиты, слагающие жилы в различных разновидностях рапакиви, различаются между собой и аналогичны составу тех гранитов, среди которых они залегают, что особенно заметно по соотношению щелочей (табл. 4). Это дает основание предполагать, что жилы аплита сопровождали каждую интрузивную фазу. Структура этих жильных образований не является типично аплитовой. Во взаимоотношении между пороодообразующими минералами много общего с взаимоотношением аналогичных минералов в гранитах рапакиви. В аплитах так же, как и в гранитах рапакиви, между кварцем и полевыми шпатами наблюдаются гранофировые сростания, тогда как между калиевым полевым шпатом и плагиоклазом взаимоотношения повсюду реакционные. Состав акцессорных минералов и элементов-примесей в аплитах также соответствует составу тех гранитов, в которых они залегают, не обнаруживая тенденции к обогащению.

ГЛАВА III. ХИМИЗМ ГРАНИТОВ РАПАКИВИ

К настоящему времени, благодаря исследованиям И. И. Седерхольма, В. Валя, П. Эскола, А. Н. Заварицкого, Т. Г. Сахама, В. С. Соболева и других, установлены главные черты химизма гранитов рапакиви. Отличительной особенностью их химического состава является значительное преобладание калия над натрием, высокое отношение Fe/Mg, низкое содержание кальция и магния. Все эти особенности свойственны и для химизма гранитов рапакиви Салминского массива (табл. 3).

Сравнивая средний химический состав гранитов рапакиви Салминского массива со средним составом гранитов рапакиви Восточной Фенноскандии по Сахама и Седерхольму (табл. 2), можно видеть, что различие в содержании породообразующих окислов (за исключением SiO_2) не превышает десятых долей %, что обусловлено относительным постоянством химического состава гранитов рапакиви. Т. Г. Сахама, по

Таблица 2

Химический состав кварцевого порфира,
средний химический состав гранита рапакиви и гранита

Окислы	Средний состав гранита по Дели	Средний состав гранита рапакиви по Седерхольму	Средний состав гранита рапакиви Восточной Фенноскандии по Сахама	Средний состав гранита рапакиви Салминского массива по 57 анализам	Кварцевый порфир
SiO_2	70,18	72,57	71,79	73,10	73,55
TiO_2	0,39	0,25	0,52	0,27	0,26
Al_2O_3	14,47	12,62	12,95	12,71	12,37
Fe_2O_3	1,57	1,45	0,99	1,55	1,75
FeO	1,78	2,41	2,77	2,04	1,14
MnO	0,12	0,02	0,05	0,04	0,05
MgO	0,88	0,46	0,28	0,25	0,76
CaO	1,99	1,34	1,59	0,92	0,96
Na_2O	3,48	2,30	2,83	2,79	2,96
K_2O	4,11	6,10	5,48	5,45	4,89

Средние химические составы разновидностей гранитов рапакиви

Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	a	c	b	s	f'	m'	a'	n	Q	$\frac{a}{c}$
Выборгит (среднее из 27 анализов)	69,34	0,39	13,91	2,07	2,79	0,05	0,37	1,26	2,74	5,88	14,5	1,5	5,9	78,0	75	10	15	41	+25,6	9,7
Равномернозернистый биотитовый гранит (среднее из 13 анализов)	74,66	0,19	12,34	1,36	1,83	0,04	0,12	0,70	3,10	4,98	13,6	0,9	4,4	82,0	75	5	20	48	+35	15,1
Питерлит (среднее из 7 анализов)	74,95	0,19	12,45	1,05	1,73	0,04	0,22	0,72	2,66	4,94	12,7	0,9	4,5	82,1	55	7,3	38,2	45	+37,7	14,1
Неравномернозернистый гранит (среднее из 23 анализов)	73,30	0,28	12,78	1,38	1,845	0,045	0,25	0,92	2,77	5,20	13,6	1,0	4,6	80,8	78	8	13	45	133,4	13,6
Крупноовоидный рапакиви с мелкозернистой основной массой (среднее из 9 анализов)	74,26	0,37	12,43	1,03	2,02	0,05	0,28	0,98	2,59	5,00	12,5	1,2	4,4	81,9	62	10	28	44	+37,6	10,5

имеющимся химическим анализам гранитов рапакиви из различных массивов Восточной Финляндии, составил диаграмму дифференциации, пересчитав предварительно эти анализы на коэффициенты Ниггли. С помощью этой диаграммы Т. Г. Сахама установил, что химический состав гранитов рапакиви закономерно изменяется таким образом, что с увеличением Si величины s и fm уменьшаются, а al так же, как и alk , увеличиваются.

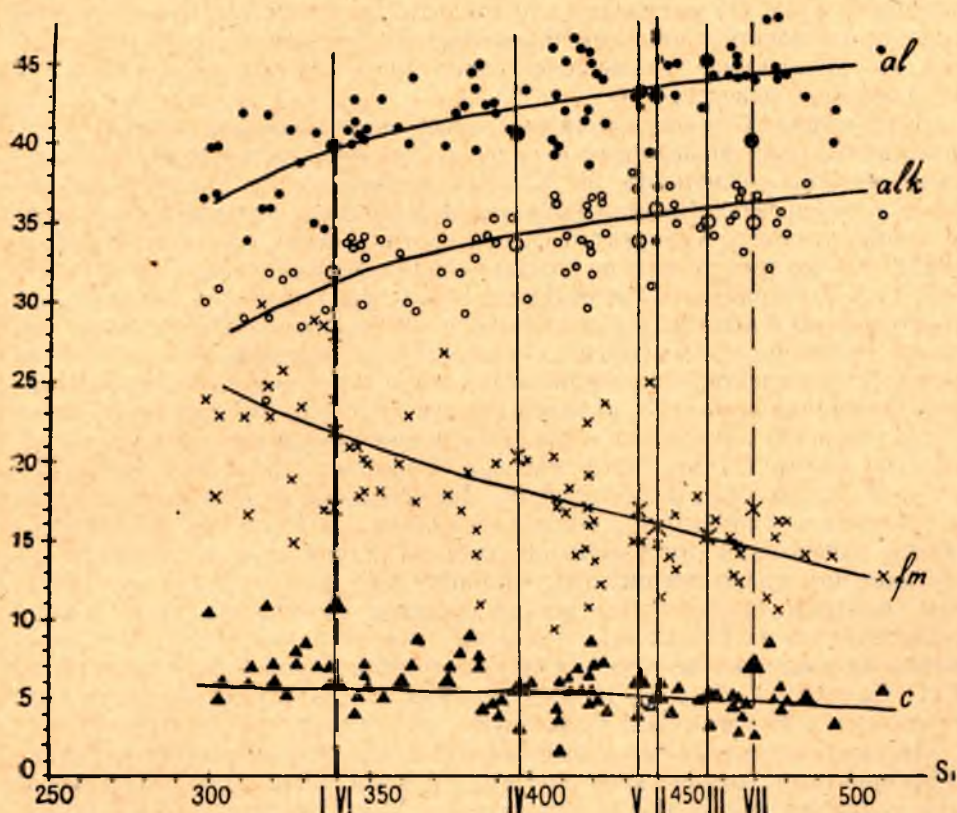


Рис. 20. Диаграмма зависимости величин s , fm , al и alk от содержания Si , построенная по данным таблиц 8 и 5:
 I — средний состав выборгита; II — средний состав равномернозернистого гранита; III — средний состав питерлита; IV — средний состав неравномернозернистого гранита; V — средний состав крупноовоидного порфиоровидного гранита; VI — средний состав выборгита Выборгского массива по Валу; VII — средний состав питерлита Выборгского массива по Валу (Т. Г. Сахама, 1945)

Для гранитов рапакиви Салминского массива нами составлена аналогичная диаграмма (рис. 20), на которую нанесены пересчитанные на коэффициенты Ниггли химические анализы гранитов рапакиви пяти разновидностей гранитов и их средние составы. Для гранитов рапакиви Салминского массива эта диаграмма не может быть названа дифференциальной, поскольку отсутствует постепенное закономерное увеличение Si от первой фазы к пятой. Это наиболее четко заметно при сравнении средних химических составов гранитов этих фаз. Так для среднего состава выборгита Si составляет 340, для равномернозернистого

биотитового гранита — 440, для питерлита — 460, для неравномернозернистого гранита и для крупноовоидного порфировидного рапакиви пятой фазы — 435. Тем не менее, так же, как и на диаграмме Т. Г. Сахама, с увеличением Si возрастают величины al и alk и уменьшается fm . Величина s для гранитов рапакиви Салминского массива не зависит от значения Si и характеризуется относительным постоянством. Точки, отвечающие значениям s , вытянуты в виде пояса почти параллельно абсциссе, по которой показаны изменения Si. А. Н. Заварицкий (1937) отмечает подобный факт. Он указывает, что граниты рапакиви Бердяушского плутона, при относительно высоком содержании фемических составных частей, не обнаруживают повышения содержания как полевошпатовой, так и свободной извести.

Из рисунка 20 видно, что на диаграмме несколько обособляются лишь выборгиты, отличающиеся от остальных разновидностей гранитов рапакиви меньшей величиной Si. Следует отметить, что средняя величина Si в выборгитах Салминского массива полностью соответствует аналогичной величине выборгитов Выборгского массива по Вало (Sahama, 1945). Кроме того, у них полностью совпадают величины al и alk . Это еще раз подчеркивает, несмотря на некоторые внешние различия, их генетическую близость. Различие между ними заключается в более высокой величине s в выборгитах Выборгского массива (что объясняет большее количество олигоклазовых оболочек вокруг калишпатовых вкрапленников в них), и в более низком значении fm . Средний состав питерлита по Вало (Sahama, 1945) расположен рядом со средним составом питерлита Салминского массива. Величина alk в них совпадает, а s и fm отличаются незначительно. Значительное расхождение имеется в значениях величины al . Но эта величина по Вало не подчиняется общей закономерности изменения состава рапакиви с изменением Si, что дает нам право предположить ошибку в ее вычислении. Таким образом, близость средних химических составов питерлитов также свидетельствует об их генетическом родстве. Все эти данные вместе с изложенными выше геологическими наблюдениями опровергают заключение Т. Г. Сахама (1945) и И. И. Седекхольма (1928) о том, что между питерлитами и выборгитами существуют лишь структурные различия.

Наряду с отмеченными выше общими для всех гранитов рапакиви особенностями химического состава и одинаковой закономерностью изменения fm , alk и al при относительном постоянстве s между химическим составом отдельных разновидностей гранитов рапакиви Салминского массива существуют, хотя и небольшие, но повсеместно выдерживающиеся различия. Прежде всего отношение K_2O/Na_2O вполне определено для гранитов каждой интрузивной фазы (за исключением неравномернозернистых гранитов) и колеблется в небольших пределах. В овоидных разновидностях гранитов рапакиви отношения K_2O/Na_2O приближается к 2. В выборгитах значения этого отношения колеблются от 1,9 до 2,9, в питерлитах — от 1,8 до 2, крупноовоидном порфировидном рапакиви — от 1,7 до 2,2 (табл. 4). В отличие от овоидных гранитов рапакиви в равномернозернистых гранитах значение этого отношения варьирует от 1,3 до 2, в среднем составляя 1,6, а в неравномернозернистых гранитах — от 0,9 до 2,6.

Уже потому, что высокое отношение K_2O/Na_2O свидетельствует о более высокой щелочности, можно предполагать, что относительная щелочность различных разновидностей гранитов рапакиви неодинакова. Кроме того, из различия этого отношения в различных разновидностях вытекает и различие в их коэффициенте агпаитности (В. И. Лебедев, 1962).

Относительная щелочность гранитов нами определялась по И. В. Давиденко (1963). В качестве показателя щелочности элемента И. В. Давиденко взял потенциал ионизации его. Относительная щелочность катиона определяется как величина обратная его потенциалу ионизации. $B_k = \frac{1}{V}$, где B_k — относительная щелочность катиона, V — потенциал ионизации. Относительная щелочность породы пропорциональна количеству катионов в породе.

$$B = \frac{m_1}{V_1} + \frac{m_2}{V_2} + \frac{m_3}{V_3} + \dots,$$

где m_1 — количество катионов в породе, V_1 — потенциал ионизации.

Как видно из рисунка 21, где представлены в координатах коэффициент агпаитности — относительная щелочность, все разновидности гранитов рапакиви Салминского массива за исключением неравномернозернистых гранитов, здесь отчетливо выделяются три поля. Одно из

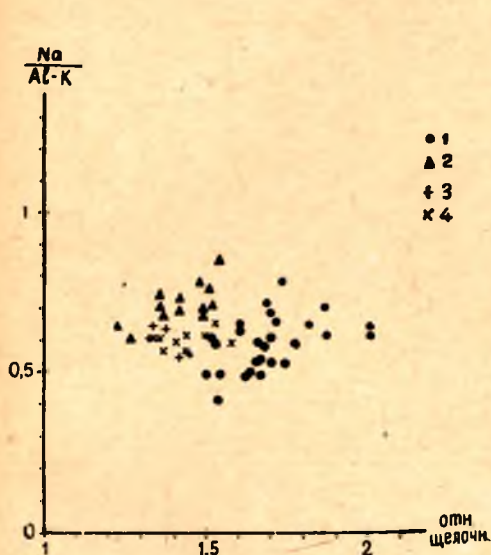


Рис. 21. Характеристика щелочности гранитов рапакиви Салминского массива. Условные обозначения: 1 — выборгит; 2 — равнозернистый гранит; 3 — питерлит; 4 — крупноовоидный порфировидный гранит

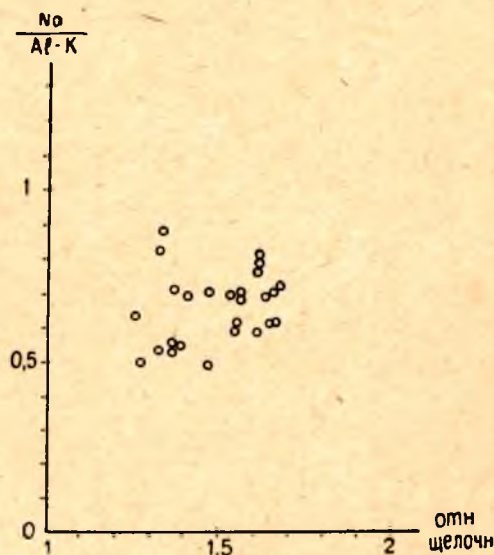


Рис. 22. Характеристика щелочности неравномернозернистых биотитовых гранитов IV фазы

них — поле выборгитов — характеризуется самой высокой относительной щелочностью, колеблющейся в пределах от 1,5 до 2,1. Коэффициент агпаитности здесь варьирует в широких пределах — от 0,42 до 0,8. Равномернозернистые граниты отличаются от выборгитов более низкой относительной щелочностью и более высоким значением коэффициента агпаитности. Это поле более компактно благодаря незначительным колебаниям относительной щелочности (1,23—1,54) и коэффициента агпаитности (0,60—0,86). Для равномернозернистых гранитов характерна прямо пропорциональная зависимость относительной щелочности от коэффициента агпаитности — с увеличением его относительная щелочность увеличивается. Для всех других разновидностей гранитов такая зависимость отсутствует. Третье поле образуют питерлиты и крупноовоидные

Химические анализы гранитов рапакиви Салминского массива

№ образца	Название породы	Место взятия	Окислы в весовых %													Сумма	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	Аналитик
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	N ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.			
67	Выборгит	Р. Уксуньёки, 2,6 км на ЮЗ от пор. Колокоски	69,12	0,18	14,32	2,12	1,83	0,05	0,32	1,04	2,69	7,02	0,20	0,06	0,71	99,79	2,05	Федосеева
84	"	Пор. Кивикоски	67,53	0,27	15,27	1,93	3,03	0,07	0,58	1,21	2,62	5,95	0,41	—	0,87	99,74	2,3	Помазан
87/3	"	Дер. Кивноя, 2,6 км СВ оз. Вепсякслампи	71,42	0,39	13,24	2,37	1,73	0,05	0,23	0,71	2,69	5,57	0,27	—	0,85	99,52	2,1	Помазан
85/1	"	0,2 км западнее оз. Ахвенлампи	68,71	0,49	13,99	2,60	2,81	0,08	0,35	1,25	2,42	6,20	0,22	—	0,84	99,96	2,9	Помазан
80	"	Дер. Кивноя, Верховье р. Сайтаканоя	67,50	0,23	15,37	1,60	2,29	0,06	0,34	1,36	3,10	6,80	0,28	0,24	0,70	99,87	2,2	Федосеева
150/2	"	В 1 км южнее оз. Ковадъярви	68,68	0,63	14,63	1,46	3,50	0,06	0,80	1,58	2,67	5,42	0,23	—	0,54	100,20	2,0	Брагина
152/5	"	Западное побережье оз. Ковадъярви	69,60	0,60	14,15	1,31	3,66	0,06	0,62	1,43	2,55	5,19	0,41	—	0,44	100,02	2,0	Брагина
96	"	Южнее дер. Кясняселькя	68,68	0,33	14,08	1,94	2,48	0,06	0,56	1,00	2,50	5,31	0,29	—	0,94	100,33	2,1	Помазан
92	"	1 км западнее оз. Кяснясенъярви	69,68	0,32	14,12	1,26	2,73	0,05	0,49	1,07	2,68	6,07	0,19	—	0,93	99,59	2,2	Помазан
273/1	"	ЮВ берег оз. Раялампи (контакт)	69,12	0,35	14,88	1,33	3,02	0,02	0,30	1,60	3,19	5,60	0,26	—	0,72	100,39	1,8	Федосеева
76	"	Ср. течение р. Уксуньёки, левый берег, 0,5 км на восток	70,82	0,24	13,28	2,10	2,58	0,04	0,16	1,30	2,75	5,69	0,28	0,11	0,78	100,13	2,0	Федосеева
78	"	Верховье р. Сайтаканоя	68,61	0,24	12,96	3,12	3,15	0,07	0,2	1,46	3,12	5,97	0,27	0,18	0,74	100,18	1,9	Федосеева
77	"	Ср. теч. р. Уксуньёки, левый берег, 0,7 км на восток	69,34	0,26	12,14	3,36	3,30	0,07	0,37	1,42	2,52	5,73	0,34	0,21	0,89	99,95	2,2	Федосеева
79	"	1 км на северо-восток от порога Колокоски	69,43	0,24	14,07	2,22	2,85	0,05	0,06	0,68	2,96	6,09	0,24	0,09	0,90	99,88	2,0	Федосеева

63/1	.	Дер. Кивноя, лев. берег р. Пиеникивиоя	70,86	0,39	13,16	1,58	2,86	0,03	0,61	1,26	2,77	5,11	0,36	0,06	0,70	99,75	1,9	Капустина
56	Выбор- гит	Правый берег р. Ламитсуоя	69,32	0,45	13,56	2,26	2,29	0,02	0,44	0,93	2,91	6,19	0,38	0,04	0,73	99,52	2,1	.
57	.	3 км на ЮЗ от оз. Мульяна	68,85	0,39	14,92	1,51	2,15	0,04	0,38	1,34	3,05	5,94	0,38	0,06	0,55	99,56	2,0	.
90	.	0,8 км севернее оз. Ахвен- лампи	70,47	0,33	14,75	1,58	2,26	0,03	0,30	0,98	2,66	6,16	0,21	—	0,67	100,40	2,3	Помазан
91	.	1,4 км ЮЗ оз. Кяснясенъ- ярви	70,33	0,38	13,65	2,27	2,19	0,04	0,26	0,97	2,48	6,50	0,25	—	0,50	99,82	2,3	.
89	.	0,2 км восточнее оз. Ахвен- лампи	68,77	0,56	13,84	1,72	3,79	0,07	0,28	1,65	2,32	5,88	0,20	—	0,73	99,81	2,5	.
58/1	.	Дер. Кивноя, верховье р. Ламитсуоя	66,81	0,51	14,78	2,03	3,30	0,02	0,53	1,81	2,85	5,69	0,38	0,10	0,87	99,68	2,0	Капустина
73	.	9,5 км от устья р. Уксунъёки, левобережье	73,96	0,24	13,56	3,30	—	—	0,16	1,22	2,35	5,18	0,07	—	0,38	100,45	2,2	Федосеева
511	.	Правый берег р. Тулемаёки, где течение меняется с ши- ротного на меридиональ- ное	70,51	0,20	14,28	1,43	2,20	—	0,47	1,37	3,03	5,93	0,23	—	0,65	100,33	2,0	Кол. А. С. Пекки
512	.	То же	72,17	0,08	14,38	0,88	1,07	—	0,31	0,71	2,80	7,39	0,14	0,01	0,22	100,16	2,6	.
509	.	Северный берег оз. Питке- ярви, южнее дер. Колат- сельги	68,51	0,31	13,95	1,63	3,94	—	0,56	2,22	3,16	5,20	0,22	—	0,68	100,38	1,6	.
604	.	Дер. Гилкожа	68,48	0,38	13,31	1,69	4,69	—	0,67	2,13	2,00	5,11	0,28	—	0,82	99,56	2,6	.
501	.	Западный берег оз. Кески- мярви	71,53	0,24	13,10	1,97	1,72	—	0,38	1,19	2,91	5,99	0,17	—	0,57	99,77	2,0	.
63	Аплит	Дер. Кивноя, Левый берег р. Пиеникивиоя	73,95	0,21	13,39	0,90	1,86	0,03	0,52	0,84	1,89	5,22	0,20	0,06	0,61	99,68	2,8	Капустина
268/3	.	Южный берег оз. Раялампи .	71,60	0,21	11,64	3,04	3,54	0,09	0,31	0,87	2,40	5,30	0,19	—	0,53	99,72	2,2	Малькова
289	Равно- мерно- зерни- стый биоти- товый гранит	1,7 км на ЮЗ от оз. Иляла- ваярви	74,75	0,21	12,81	1,04	1,55	0,04	0,09	0,88	3,23	4,61	0,07	—	0,72	100,03	1,4	Федосеева

№ образца	Название породы	Место взятия	Окислы в весовых %													Сумма	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	Аналитик
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.			
65	Равномерно-зернистый биотитовый гранит	Дер. Кивия	76,72	0,15	11,68	2,56	—	—	0,03	0,76	2,91	4,01	0,11	—	0,65	99,58	1,4	Капустина
237/1		В 3,3 км западнее дер. Майсулы	74,41	0,25	12,33	1,35	2,90	0,04	0,33	0,67	3,00	4,03	0,22	—	0,70	100,23	1,3	Малькова
145/1		7,2 км юго-восточнее дер. Майсулы	74,46	0,19	12,86	1,42	1,24	0,03	0,07	0,77	2,87	5,38	0,28	—	0,49	100,06	1,9	Брагина
182		Верховье р. Сюсюяньёки	74,82	0,15	11,85	1,74	1,67	0,04	0,09	0,72	2,70	4,86	0,29	—	—	99,57	1,8	Федосеева
196		3,5 км юго-западнее дер. Майсулы	74,52	0,17	12,42	1,12	1,72	0,04	0,17	0,78	3,18	5,24	0,22	—	0,59	100,17	1,6	.
175		1,5 км северо-восточнее оз. Мусталампи	75,92	0,05	12,13	0,72	2,07	0,03	0,05	0,62	3,38	4,42	0,23	—	0,47	100,09	1,3	.
254/1		Западный склон г. Муставара	75,63	0,08	11,95	1,62	1,57	0,02	0,09	0,39	2,89	4,83	0,14	—	0,62	99,83	1,6	Малькова
155		1,5 км на СВ от оз. Ковадьярви	73,70	0,31	12,54	2,07	1,52	9,04	0,13	0,76	2,91	5,48	0,43	—	0,26	100,15	1,9	Брагина
169		Верховье р. Сюсюяньёки	76,22	0,12	11,50	1,40	1,24	0,03	0,09	0,74	2,72	5,11	0,30	—	0,47	99,94	1,9	Федосеева
235/2		Дорога Сюсюярви — Лепясюрря, 4,5 км на СВ от Сюсюярви, 0,5 км от дороги. Контакт с породами ладожской серии	72,95	0,27	13,14	1,15	2,47	0,04	0,13	0,32	3,56	5,10	0,27	—	0,61	100,01	1,4	.
кол.	Аплит	Кол. А. С. Пекки	74,0	0,10	13,77	2,39	—	—	0,07	1,09	3,60	4,61	0,14	—	0,71	100,48	1,3	.
145/2		7,2 км на ЮВ от дер. Майсулы	73,93	0,25	12,18	1,30	2,14	0,05	0,11	0,99	3,65	4,93	—	—	0,59	100,39	1,4	Брагина
187/3		Верховье р. Мустаёки	74,48	0,05	12,22	2,48	1,23	0,02	0,07	0,64	3,16	4,63	0,20	—	0,45	99,63	1,5	Федосеева

2366	.	Дор. Сюскюярви — Леппясюръя, 1,8 км на СВ по дороге от Сюскюярви, 0,5 км западнее	76,18	0,02	13,30	1,23	0,87	0,02	0,12	0,72	3,28	4,71	0,12	—	0,30	99,87	1,4	Малькова
254/2	Питер-лит	Г. Муставара	75,25	0,08	12,09	1,38	1,68	0,02	0,13	0,51	2,72	5,41	0,13	—	0,59	99,99	2,0	.
254/3	.	То же	74,34	0,14	13,21	0,81	1,94	0,03	0,25	0,85	2,56	5,08	0,15	—	0,36	99,72	2,0	.
253/1	.	0,8 км западнее г. Муставара	75,82	0,17	11,85	1,06	1,75	0,03	0,25	0,61	2,62	4,77	0,20	—	0,46	99,59	1,9	.
253/3	.	То же	76,10	0,14	11,87	1,37	1,46	0,03	0,22	0,67	2,56	4,72	0,09	—	0,54	99,77	1,8	.
286/1	.	Верховье р. Риуттасеноя .	75,55	0,22	12,11	0,78	1,90	0,05	0,18	0,82	2,67	4,85	0,19	—	0,58	99,98	1,8	Федосеева
4	.	Правый берег р. Уксуньёки, 8,5 км от устья	72,58	0,32	13,60	0,89	1,63	0,06	0,29	0,94	2,83	5,00	0,22	—	1,23	99,59	1,8	.
47	.	2,7 км севернее оз. Лихолампи	72,98	0,22	13,10	1,13	1,87	0,04	0,17	0,92	2,74	5,03	0,33	—	0,79	99,84	1,8	Кол. А.С.Пекки
46а	Неравномер-нозер-нистый биотитовый гранит	р. Туннисеноя, правый берег	69,96	0,22	14,42	1,80	1,72	0,04	0,44	1,56	2,80	4,61	0,28	0,04	1,67	99,53	1,6	Капустина
68	.	0,4 км СВ оз. Мусталампи	72,01	0,24	12,68	2,48	1,86	0,05	0,39	0,62	2,28	5,86	0,38	0,08	0,94	99,87	2,5	Федосеева
172	.	Верховье р. Мустаёки . . .	75,24	0,04	12,21	2,17	1,08	0,01	сл.	0,62	4,24	3,61	0,22	—	0,41	99,80	0,9	.
174	.	То же	76,48	0,05	11,21	2,19	0,60	0,006	сл.	0,46	3,57	4,28	0,23	—	0,45	99,52	1,2	.
18	.	1 км от устья р. Уксуньёки, правый берег, 1,2 км на север	73,66	0,27	13,11	1,99	0,46	0,03	0,16	1,16	3,07	5,27	0,21	—	0,89	100,28	1,7	.
47	.	2,2 км севернее оз. Лихолампи	73,11	0,11	13,65	2,11	1,00	0,02	0,42	0,98	3,04	4,27	0,18	0,06	0,89	99,84	1,4	Капустина
	.	Левый берег нижнего течения р. Туннисеноя	71,37	0,21	13,81	1,50	1,49	0,03	0,39	1,33	3,02	5,07	0,32	0,07	0,91	99,57	1,7	.

№ образца	Название породы	Место взятия	Окислы в весовых %														Сумма	$\frac{K_2O}{Na_2O}$	Аналитик
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.				
66	Неравномерный биотитовый гранит	Р. Уксуньёки, в 1 км ниже пор. Колокоски	74,68	0,24	11,38	2,25	2,44	0,05	0,35	0,72	2,00	5,26	0,23	0,08	0,70	100,43	2,6	Федосеева	
162		Г. Репомяки, 1 км на северо-восток	75,62	0,16	12,38	1,61	1,19	0,01	0,10	0,46	3,08	4,75	0,26	—	0,48	100,10	1,5	Брагина	
74		Левый берег нижнего течения реки Уксуньёки	70,17	0,24	13,78	1,94	2,73	0,07	0,40	1,10	2,70	5,97	0,20	0,03	1,06	99,81	2,4	Федосеева	
69		1,2 км СВ оз. Мусталампи	72,89	0,18	12,66	1,65	1,86	0,04	0,31	0,90	2,43	5,76	0,19	0,04	1,12	100,39	2,2		
75		Левый берег р. Уксуньёки, 8,5 км от устья, 1,5 км на юг	69,60	0,18	13,92	2,48	1,86	0,06	0,05	1,24	3,37	5,63	0,32	0,02	1,25	99,98	1,7	.	
76/1		Р. Уксуньёки, 1,5 км на СВ от пор. Колокоски	68,40	0,32	13,20	3,08	3,23	0,06	0,34	1,00	3,02	5,93	0,45	0,26	1,06	100,30	1,9	.	
70		Левый берег нижнего течения р. Уксуньёки	72,16	0,16	12,54	2,95	1,44	0,04	0,20	0,52	2,54	6,28	0,29	0,05	0,97	100,14	2,5	.	
71		1,3 км на СВ от оз. Мусталампи	71,46	0,23	11,14	3,35	2,58	0,06	0,37	1,08	2,32	6,02	0,26	0,08	0,86	99,81	2,6	.	
72		Верховье р. Туннисеноя	71,30	0,18	13,29	1,83	2,08	0,04	0,32	0,82	2,40	5,33	0,25	0,03	0,91	99,78	2,6	.	
73		9,6 км от устья р. Уксуньёки, левый берег	69,38	0,38	12,16	2,75	3,84	0,09	0,44	1,27	2,73	5,39	0,30	0,13	1,59	100,45	2,0	.	
370		Устье р. Уксуньёки, в 3 км западнее устья	71,66	0,05	14,18	1,47	1,41	—	0,29	1,25	2,95	5,51	0,13	0,02	0,81	99,73	1,9	Кол. А. С. Пекки	
404		0,7 км юго-западнее оз. Мусталампи	72,64	0,33	13,43	0,79	2,75	—	0,50	0,99	2,95	4,10	0,27	0,11	0,72	99,68	1,4		
248	1,8 км юго-восточнее г. Коркеамяки	73,54	0,03	14,17	0,87	0,59	—	0,38	0,73	4,21	4,89	0,10	—	0,52	100,03	1,1			

368	"	3,5 км западнее пос. Ууксу .	73,61	0,14	14,07	0,82	1,11	—	0,71	1,10	3,44	3,78	0,21	—	0,61	99,60	1,1	.
67	"	Среднее течение р. Уксунъёки	75,05	0,14	12,28	2,48	—	—	—	0,94	2,95	4,81	0,11	—	0,51	99,27	1,6	.
68	"	0,4 км СВ оз. Мусталампи .	74,44	0,12	12,98	2,48	—	—	—	0,96	3,37	4,73	0,12	—	0,44	99,64	1,4	.
273/4	Крупно-овоидный гранит с м/з основной массой	Юго-восточный берег оз. Раялампи (20 см от контакта)	75,18	0,34	12,13	1,20	1,52	0,05	0,23	0,82	2,51	5,22	0,26	—	0,45	99,91	2,0	Федосеева
273/3	"	Юго-восточный берег оз. Раялампи (конт. массива) . .	74,62	0,12	12,87	0,78	1,72	0,01	0,16	0,58	2,60	5,85	0,15		0,46	99,91	2,2	.
58	"	2,5 км южнее оз. Мульяна .	71,93	0,36	13,58	1,38	2,22	0,03	0,52	1,60	2,40	4,98	0,30	0,09	0,43	99,82	2,0	Капустина
272	"	0,4 км северо - восточнее оз. Питкялампи	75,21	0,27	12,31	0,27	2,20	0,03	0,35	0,76	2,46	5,08	0,32	0,01	0,38	99,64	2,0	.
1а	"	7,5 км от устья р. Уксунъёки, правый берег	74,20	0,32	13,05	1,13	1,12	0,04	0,18	0,84	2,67	4,85	0,25	—	0,92	99,57	1,8	Федосеева
286/2	"	Левобережье р. Мустаёки (ЮЗ конт. массива).	75,79	0,32	12,04	0,66	2,01	0,06	0,13	0,68	2,58	4,77	0,06	—	0,74	99,84	1,8	.
271	"	0,2 км юго-западнее оз. Сяксъярви	74,04	0,46	11,51	1,64	2,40	0,06	0,55	1,45	2,57	4,31	0,32	0,06	0,53	99,90	1,7	Капустина
274	"	1 км восточнее оз. Питкялампи	71,88	0,52	13,66	1,30	2,18	0,06	0,30	1,46	2,83	5,31	0,22	—	0,52	100,24	1,9	Федосеева
273/5	"	Юго-восточный берег оз. Раялампи (1,5 км от контакта)	73,54	0,37	12,33	1,02	2,72	0,06	0,24	0,88	2,51	5,49	0,29	—	0,55	100,00	2,2	.

порфировидные граниты рапакиви, которые вообще почти неотличимы по своему химическому составу. Эти граниты расположены ниже поля равномернозернистых гранитов на границе с полем выборгитов. От первых они отличаются более низкими значениями коэффициента агпаитности, а от выборгитов — более низкой относительной щелочностью. Относительная щелочность их почти идентична относительной щелочности равномернозернистых гранитов (1,33—1,53). Исключение представляет лишь один анализ, для которого она равна 1,58. Коэффициент агпаитности для этого поля также изменяется в очень узких пределах (0,55—0,65). Неравномернозернистые граниты (рис. 22) отличаются большим непостоянством как относительной щелочности, так и коэффициента агпаитности.

ГЛАВА IV. КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТОЗ В СВЯЗИ С ГРАНИТАМИ РАПАКИВИ

Граниты рапакиви Салминского массива оказывают определенное термальное и метасоматическое воздействие на вмещающие породы. Ширина ореола контактового метаморфизма колеблется от первых метров до первых десятков метров, что обусловлено вертикальным (или близким к вертикальному) характером наблюдаемых контактов между гранитами и сланцами. Более подробно описываются изменения вмещающих пород в связи с воздействием выборгитов и равномернозернистых гранитов, поскольку ими сложена преобладающая часть массива и поскольку при сравнении этого воздействия выявляются некоторые различия, существующие между магмой овоидных и безовоидных гранитов рапакиви.

Изменения вмещающих пород на контакте с выборгитами впервые описаны Ю. С. Желубовским, М. И. Рохлиным, Н. И. Сафроновым и др. (1937). Кварцево-биотитовые сланцы на западном берегу оз. Ковадъярви в контакте с выборгитами по их наблюдениям обогащаются плагиоклазом и биотитом. Кроме того, появляются такие минералы как мусковит, кордиерит, турмалин, циркон и гранат. Доломиты на контакте

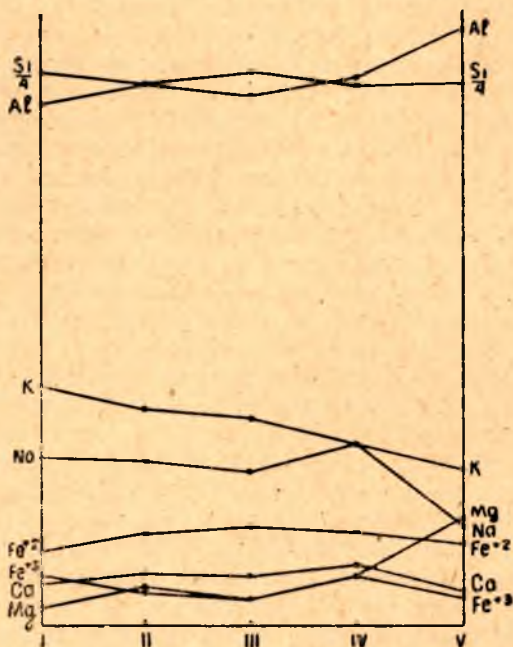


Рис. 23. Диаграмма изменения химического состава пород при контактовом метаморфизме, связанном с внедрением выборгитов оз. Ковадъярви: I — средний состав выборгита; II — выборгит эндоконтактной зоны; III — выборгит непосредственно с контакта; IV — кварцевобиотитовый сланец на контакте с выборгитом; V — кварцево-биотитовый сланец в 7 м от контакта

с выборгитами южнее д. Колатсельги у моста через р. Тулему по описанию Ю. С. Желубовского и других переходят в амфиболиты. Альбит, кварц и роговая обманка при этом составляют основную массу породы. Кроме них, встречены диопсид, эпидот, биотит, апатит, магнетит, пирит и пирротин. Последний образует местами линзообразные прослои и может считаться одним из характерных минералов контактовой зоны. Вместе с тем, авторы необоснованно считают, что с выборгитами связано интенсивное гидротермальное воздействие, проявившееся на значительном расстоянии от массива и приведшее к образованию полиметаллических скарнов.

Нами наблюдались контакты гранитов рапакиви с филлитами, кварцито-песчаниками, биотитовыми сланцами и гранито-гнейсами. Воздействие гранитов рапакиви на карбонатные породы описано Т. В. Библиной (1960).

Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал свидетельствует о том, что выборгиты оказывают на вмещающие породы в основном термальное и лишь незначительное метасоматическое воздействие (рис. 23).

Как видно из рисунка 23, метаморфизм кварцево-биотитовых сланцев на контакте с выборгитами происходил без существенного привноса компонентов. Подвижными в этом процессе были лишь калий и натрий.

Непосредственно на контакте кварцево-биотитовые сланцы превращаются в биотит-мусковит-кордиеритовые роговики. По удалении от контакта они постепенно переходят в биотит-мусковитовые и биотитовые роговики. Непосредственно на контакте роговики содержат порфиروбласты калишпата. Доломиты на контакте с выборгитами превращаются в пироксен-кордиерит-роговообманковые роговики, которые по удалении от контакта сменяются роговообманково-эпидотовыми роговиками. Сравнивая состав акцессорных минералов, содержащихся во вмещающих породах непосредственно на контакте и в 1 км от контакта можно видеть, что с воздействием интрузии выборгитов связано появление таких акцессорных минералов, как циркон, апатит, турмалин. Таким образом, исходя из минералогического состава роговиков, их можно отнести к пироксено-роговиковой фации (Елисеев, 1959).

Контактовое воздействие питерлитов на архейские гранито-гнейсы, с которыми они контактируют на западном склоне г. Мустава, выражается в метасоматическом изменении гранито-гнейсов под влиянием привноса калия и кремнезема. Ширина зоны контактового воздействия составляет около 50 м.

В 50 м от контакта архейские гнейсы состоят из 75% серицитизированного плагиоклаза, 15% роговой обманки и 10% кварца. Последний наблюдается в виде удлиненных обособлений, ориентированных согласно сланцеватости и имеющих, по-видимому, метасоматическое происхождение. Некоторые зерна роговой обманки замещаются бурым биотитом. Непосредственно на контакте роговая обманка в гнейсах отсутствует. Вместо нее наблюдается бурый биотит в количестве 10—15% породы. Кварц на контакте составляет 25% породы. Он образует прерывистые метасоматические прожилки, вытянутые согласно гнейсовидности. Аналогичные метасоматические прожилки образуют калишпат, слагающий около 20%. Количество плагиоклаза уменьшается больше чем в 2 раза. Непосредственно на контакте он составляет всего 30% породы. Количество и состав акцессорных минералов архейских гнейсов в приконтактной зоне не изменяется.

С равномернозернистыми биотитовыми гранитами связан более интенсивный метасоматоз по сравнению с выборгитами (рис. 24). Как

Таблица 5

Химические анализы выборгитов и кварцево-биотитовых сланцев в зоне контакта их на северо-западном берегу оз. Ковадъярви

№ п/п	№ образца	Порода	Место взятия	Окислы											
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.
1		Выборгит	Средний химический состав	69,34	0,39	13,91	2,07	2,79	0,05	0,37	1,26	2,74	5,88	—	—
2	150/2	Выборгит	Эндоконтактная зона	68,68	0,63	14,63	1,46	3,50	0,06	0,80	1,58	2,67	5,42	0,23	0,54
3	152/5	Выборгит	Непосредственно с контакта	69,60	0,60	14,15	1,31	3,66	0,06	0,62	1,43	2,55	5,19	0,41	0,44
4	152/4	Кварцево-биотитовый сланец	Непосредственно с контакта	67,32	0,63	14,15	2,32	3,60	0,07	1,10	1,92	3,03	4,51	0,47	0,65
5	152/7	Кварцево-биотитовый сланец	В 7 м от контакта	68,38	0,45	15,94	1,48	3,17	0,05	2,26	1,12	1,66	3,98	0,35	1,44

Формулы:

1. $K_{68}Na_{48}Ca_{12}Mg_5(Fe^{+2} + Fe^{+3})_{35}Al_{148}Ti_3Si_{627}O_{1800}$
2. $K_{62}Na_{47}Ca_{15}Mg_{11}(Fe^{+2} + Fe^{+3})_{36}Al_{154}Ti_5Si_{618}O_{1800}$
3. $K_{59}Na_{44}Ca_{14}Mg_8(Fe^{+2} + Fe^{+3})_{36}Al_{150}Ti_4Si_{626}O_{1800}$
4. $K_{52}Na_{52}Ca_{18}Mg_{15}(Fe^{+2} + Fe^{+2})_{42}Al_{155}Ti_4Si_{611}O_{1800}$
5. $K_{45}Na_{29}Ca_{11}Mg_{31}(Fe^{+2} + Fe^{+3})_{33}Al_{169}Ti_3Si_{615}O_{1800}$

видно из рисунка 24, из интрузии равномернозернистых гранитов выносятся кремнезем, калий, а в интрузию, в свою очередь, мигрирует алюминий.

Во всех обнажениях, где наблюдался непосредственный контакт равномернозернистых биотитовых гранитов, они контактируют с породами ладожской серии, представляющими собой толщу переслаивания филлитов и кварцито-песчаников. Характер воздействия гранитов односторонний,

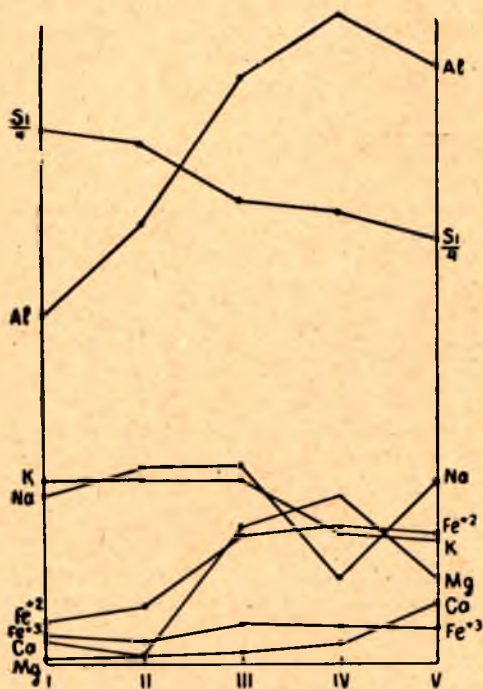


Рис. 24. Диаграмма изменения химического состава пород при контактовом метаморфизме, связанном с внедрением равномернозернистых гранитов северо-западнее д. Сюскоярви (обнажение 235): I — средний состав равномернозернистого гранита; II — равномернозернистый гранит непосредственно с контакта; III — биотитовый сланец непосредственно с контакта; IV — биотитовый сланец в 100 м от контакта; V — неизменный биотитовый сланец

поэтому в качестве примера рассматривается контактовый метаморфизм филлитов и кварцито-песчаников в 6 км на юго-запад от деревни Майсулы. Вмещающие породы здесь обладают полосчатой текстурой, обусловленной тонким чередованием розовато-серых прослоев кварцито-песчаника и темно-серых прослоев филлита. Контактное воздействие интрузии наиболее сказывается на составе последних. Непосредственно на контакте они состоят из кордиерита, олигоклаза, ставролита, андалузита, гроссуляра, биотита, ильменита, апатита, хлорита, калиевого полевого шпата и кварца. Судя по взаимоотношению минералов, ранее образованными являются первые пять из них. Все они в той или иной степени раздроблены и замещаются бурым биотитом, содержащим многочисленные плеохроичные дворики. Существует, по меньшей мере, три генерации биотита, что отчетливо видно при прослеживании микропрожилка хлорита, секущего породу вкрест сланцеватости. Большая часть пластинок биотита сечется прожилком; встречаются пластины биотита, наклады- вающиеся на прожилок, и в резко подчиненном количестве

присутствуют пластинки, накладывающиеся на вторую генерацию биотита и ориентированные перпендикулярно сланцеватости. В целом биотит составляет около 30% породы. С ним тесно ассоциируют ильменит и апатит. Кроме ранней генерации гроссуляра, существует вторая, более поздняя генерация его. В отличие от раннего гроссуляра, замещающегося биотитом, более поздний гроссуляр характеризуется более густой зеленой краской и развивается по биотиту и андалузиту. В породе наблюдаются редкие метасоматические микропрожилки, состоящие из кварца, калиевого полевого шпата и единичных зерен турмалина. Прожилки эти не имеют резких границ и часто выклиниваются. Уже в 50 см от

Таблица 6

**Химические анализы равномернозернистых гранитов и кварцево-биотитовых сланцев
в зоне контакта их на северо-запад от д. Сюсюкярди**

№ п/п	№ образца	Порода	Место взятия	Окислы											
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п. п. п.
1		Равномернозернистый гранит	Средний состав	74,66	0,19	12,34	1,36	1,83	0,04	0,12	0,70	3,10	4,98	0,21	—
2	235/15	Кварцево-биотитовый сланец	В 100 м от контакта с гранитом	60,36	0,66	18,41	1,67	5,49	0,09	3,82	0,71	1,50	3,52	0,35	3,57
3	235/3	Кварцево-биотитовый сланец	Непосредственно у контакта с гранитом	61,76	0,52	16,55	1,91	5,17	0,06	3,07	0,44	3,52	4,91	0,29	1,88
4	235/2	Равномернозернистый гранит	Непосредственно у контакта со сланцем	72,95	0,27	13,14	1,15	2,47	0,04	0,13	0,32	3,56	5,10	0,27	0,61

Формулы:

1. $K_{56}Na_{52}Ca_7Mg_2(Fe^{+2} + Fe^{+3})_{22}Al_{126}Ti_2Si_{657}(O_{1588}ON_{12})$
2. $K_{41}Na_{27}Ca_7Mg_{52}(Fe^{+2} + Fe^{+3})_{55}Al_{199}Ti_5Si_{557}(O_{1588}OH_{22})$
3. $K_{56}Na_{62}Ca_4Mg_{43}(Fe^{+2} + Fe^{+3})_{53}Al_{180}Ti_3Si_{569}(O_{1582}ON_{18})$
4. $K_{57}Na_{61}Ca_3Mg_2(Fe^{+2} + Fe^{+3})_{25}Al_{135}Ti_2Si_{642}(O_{1584}OH_{16})$

контакта наблюдается резкое уменьшение биотита в породе. Он составляет здесь не более 10—15%. Кордиерит и ставролит отсутствуют. Андалузит интенсивно замещается биотитом. В породе в большом количестве (не менее 20%) появляются порфировласты калиевого полевого шпата, содержащие многочисленные включения кварца, граната, биотита, андалузита, ильменита и редкие зерна апатита. В двух м от контакта увеличивается количество порфировласт калиевого полевого шпата и уменьшается содержание биотита. Последний замещается мусковитом, составляющим около 20% породы.

Прослои кварцито-песчаника состоят из кварца и серицитизированного плагиоклаза, присутствующих в приблизительно равных количествах, а также единичных зерен хлорита. Непосредственно на контакте порода рассечена параллельными кулисообразно расположенными микротрещинами, заполненными хлоритом. На хлоритовые прожилки накладываются перпендикулярно ориентированные к ним пластинки бурого биотита. Кроме того, биотит образует псевдоморфозы по хлориту и развивается по трещинам в плагиоклазе. Последний интенсивно замещается калиевым полевым шпатом. Это замещение осуществляется не равномерно, а по узким, пересекающимся зонам. В кварцито-песчанике имеются метасоматические микропрожилки кварца. В 50 см от контакта большим развитием пользуется мусковит. Он образует псевдоморфозы по плагиоклазу, хлориту и биотиту. В породе имеются выклинивающиеся микропрожилки калиевого полевого шпата. Аналогичные изменения наблюдаются в кварцито-песчаниках и в 2 м от контакта.

Таким образом, как химические, так и минералогические изменения в составе вмещающих пород свидетельствуют о выносе из интрузии калия и кремнезема. Наличие же нескольких генераций минералов свидетельствует о длительности метасоматического процесса. С воздействием равномернозернистых гранитов связано возникновение в биотит-кордиеритовых роговиках на контакте с интрузией таких акцессорных минералов, как флюорит, апатит, гематит.

ГЛАВА V. МИНЕРАЛЫ ГРАНИТОВ РАПАКИВИ

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Калиевый полевой шпат

В настоящее время считается общепризнанным, что калиевый полевой шпат в гранитах рапакиви Финляндии, где они широко распространены, представлен ортоклазом, в то время как калишпат в других, более древних гранитах, — микроклином (Mäkinen, 1917; Eskola, 1929; Savolahti, 1962). Этот факт особенно подчеркивает В. Мармо (Marmo, 1962). Он считает, что характерная особенность гранитов рапакиви в добавление к окаймленным овоидам, заключается в том, что калишпат в них представлен ортоклазом. А. С. Марфунин (1962) на основании рентгеноструктурных и оптических исследований отнес калиевый полевой шпат Коростеньского массива рапакиви к промежуточному ортоклазу.

Из гранитов рапакиви Салминского массива было выполнено 16 рентген-анализов порошкограмм методом рентгеновского дифрактометра (УРС-50 пм) и замерены углы оптических осей. Порошкограммы были сняты на медном излучении с никелевым фильтром. Скорость вращения счетчика $0,5^\circ$ в минуту, $1^\circ = 2$ см. Результаты анализа приведены на рисунках 25—28.

Калиевые полевые шпаты всех разновидностей гранитов рапакиви характеризуются однотипным структурным состоянием. Все они представляют собой пертиты, так как четко разграничиваются пики (201) калишпатовой и альбитовой фаз. Согласно классификации А. С. Марфунина (1962) они относятся к криптопертитам и частично к микропертитам. Последние широко представлены в калиевом полевом шпате равнозернистых гранитов. Состав калишпатовой фазы пертитов по значению d 201 (4,21—4,24) отвечает почти чистому калиевому члену, содержание альбитового компонента в ней не превышает 12%. Согласно А. С. Марфунину, состав отдельных фаз пертитов близок к почти чистым конечным членам для образцов с $2V$ более $50-60^\circ$, что свойственно и гранитам рапакиви. Степень триклинности анализируемых образцов невелика и приблизительно одинакова ($0,2 < \Delta \leq 0,5$). Пик (131) не расчленен, но довольно широк. Таким образом, калиевые полевые шпаты Салминского массива, согласно классификации А. С. Марфунина (1962), относятся к промежуточным ортоклазам. Это одинаково относится и к калиевому полевому шпату, слагающему вкрапленники, и к калиевому шпату основной массы. На рисунке 25 калиевый полевой шпат 254/9а представляет вкрапленники, 254/9б — основную массу.

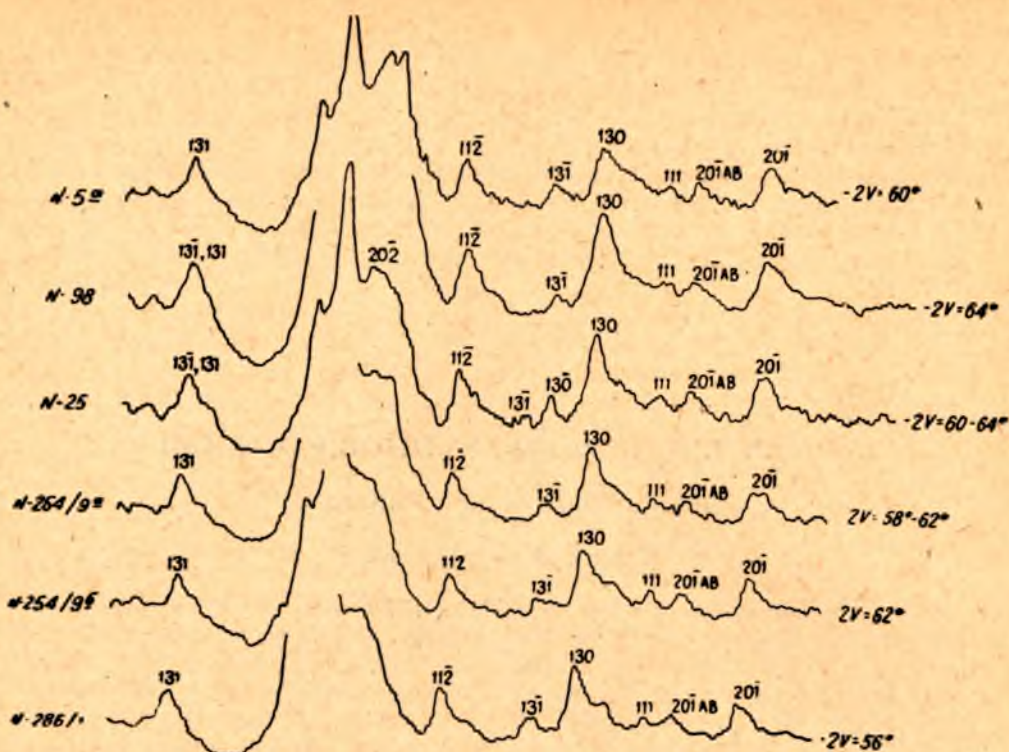


Рис. 25. Рентгенограммы калишпата пирита

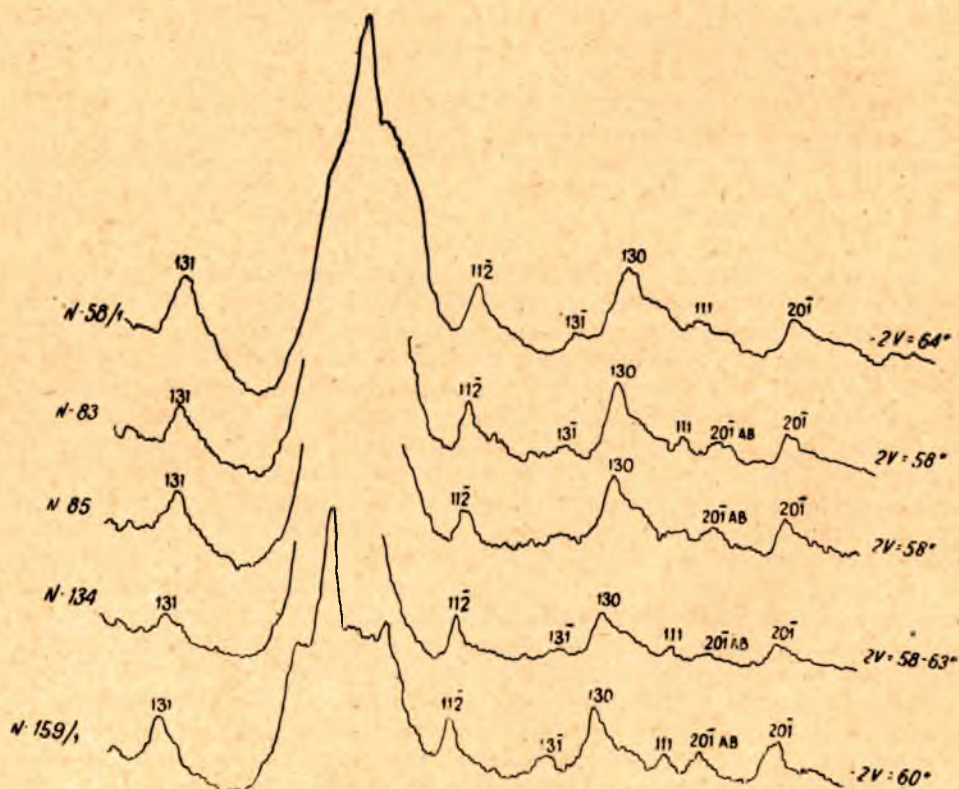


Рис. 26. Рентгенограммы калишпата пирита

Химический состав калиевых полевых шпатов Салминского массива представлен в таблице 7. Здесь содержатся калишпаты из всех разновидностей гранитов рапакиви за исключением калиевого полевого шпата из неравномернозернистых гранитов, которые обычно значительно аль-

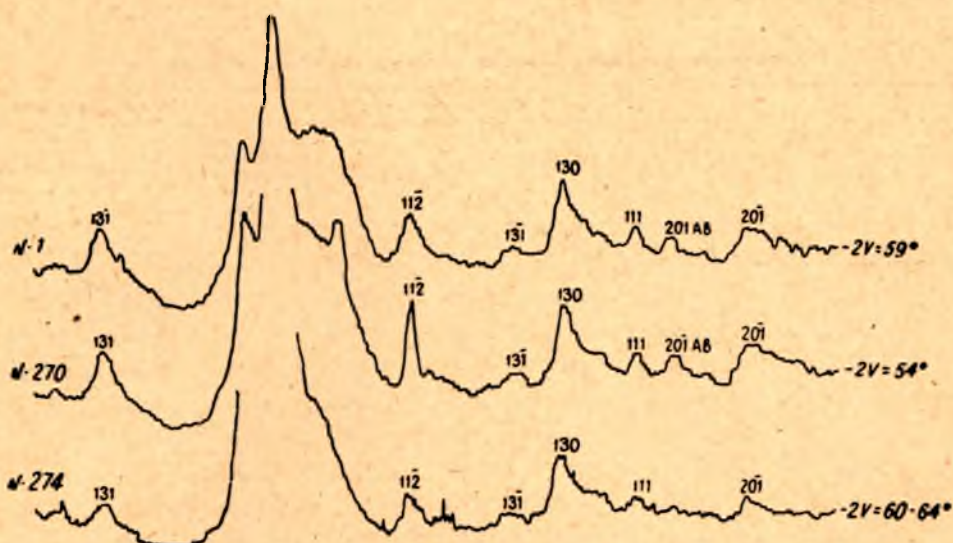


Рис. 27. Рентгенограммы калишпата порфировидного гранита с мелкозернистой основной массой

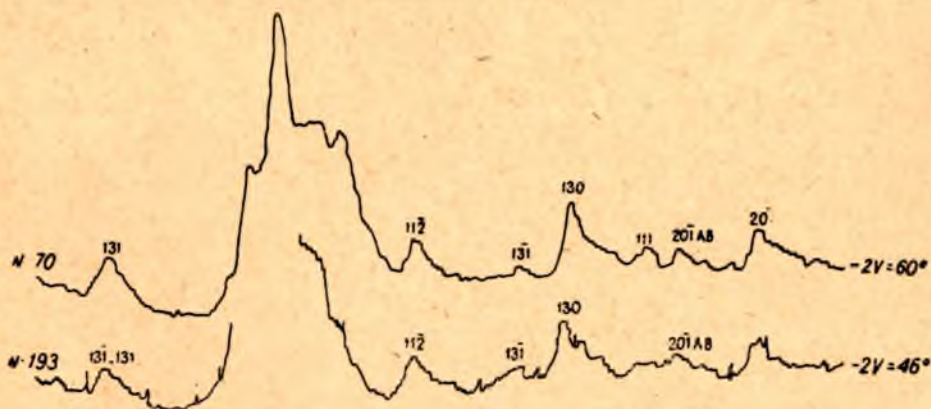


Рис. 28. Рентгенограммы калиевого полевого шпата безовидных гранитов рапакиви: № 193 — равномернозернистый биотитовый гранит; № 70 — неравномернозернистый биотитовый гранит

битизированы. Материал для анализа отбирался под бинокляром из фракции $+0,25$ мм после предварительного окрашивания породы кобальтонитритом натрия с целью разделения полевых шпатов. Анализы пересчитаны кислородным методом, исходя из 32(0). В таблице 8 приведен состав их в виде Or-, Ab-, An-составляющих в молекулярных процентах и состав калишпатов из гранитов рапакиви по литературным данным. Ортоклаз-пертиты Салминского массива отличаются более высоким содержанием альбитовой составляющей.

Для ортоклаз-пертитов оvoidных гранитов разница в содержании альбита в пределах каждой разновидности составляет около 4%, для равномернозернистых гранитов — около 10%. Это находится в соответствии с микропертитовым характером ортоклаза равномернозернистых гранитов.

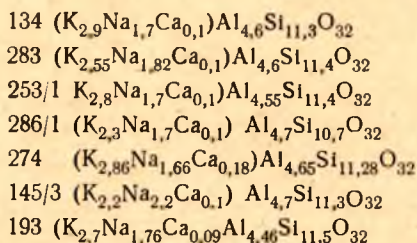
Таблица 7

Химические анализы калиевых полевых шпатов в весовых %

Окислы	Оvoidные граниты					Безовoidные граниты	
	Выборгит		Питерлит		Крупно-овoidный порфиrowидный гранит	Равномернозернистый гранит	
	134	283	253/1	286/1		145/3	193
SiO ₂	57,93	60,81	58,57	60,80	57,70	59,55	60,86
TiO ₂	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.
Al ₂ O ₃	19,83	20,60	19,60	20,50	19,96	20,76	19,94
Fe ₂ O ₃	0,26	0,33	0,47	0,37	0,29	0,25	0,16
MgO	0,12	0,09	0,17	0,09	0,20	0,04	0,09
CaO	0,38	0,36	0,22	0,36	0,59	0,71	0,26
Na ₂ O	4,59	5,02	4,60	5,23	4,43	5,77	4,85
K ₂ O	11,6	10,64	11,52	9,87	11,60	9,00	11,20
H ₂ O	0,76	0,27	0,21	0,22	0,82	0,32	0,44
п. п. п.	4,04	2,26	4,38	2,10	4,27	3,40	2,53
Сумма	99,51	100,38	99,74	99,54	99,86	99,80	100,36

Формулы:

Аналитик В. А. Доильнищина



Как видно из таблицы 7, для ортоклазов свойственно повышенное содержание алюминия в тетраэдрической группировке, то есть больше, чем одна часть силиция в кремне-кислородном тетраэдре замещена алюминием. В них содержится мало окислов железа.

В состав ортоклаз-пертитов, кроме породообразующих элементов, входят следующие элементы-примеси: Be, Pb, Sn, Ga, Zr, Sr, Ba, Ag, Y, Cr, Ni, Cu. Из перечисленных элементов только свинец содержится в количестве, во много раз превышающем его кларк в кислых породах. Содержание его почти одинаково в калишпатах всех разновидностей гранитов рапакиви. Барий, в отличие от свинца, распределен неравномерно. В ортоклазах оvoidных гранитов содержание его выше кларкового, в ортоклазах безовoidных гранитов — ниже кларкового. Содержание олова близко к кларковому, при колебании в ту и другую сторону.

Состав калиевых полевых шпатов рапакиви,
выраженный в молекулярных процентах

№ образца	Фаза	Or	Ab	An
134	I	61,8	36,1	2,1
283	I	57,05	40,7	2,25
145/3	II	49,0	49,0	2,0
193	II	59,3	38,7	2,0
286/1	III	56,1	41,4	2,5
253/1	III	61,0	37,0	2,0
274	V	61,0	35,2	3,8
Состав ортоклаза из выборгита по Вало (Savolahti, 1962)	—	65,7	30,1	4,2
Состав калишпата из гранитов рапаки- ви по Терзаю (Terzaghi, 1940)	—	62,4	36,0	1,6
Состав калишпата из гранитов рапаки- ви по Стюарту (Stewart D. B., 1955— 56)	—	70,6	27,5	1,9

Такие элементы, как Zr, Y, Ga, Ag встречаются спорадически в количествах, несколько превышающих их среднее содержание в гранитах. Количество других элементов меньше их среднего содержания в гранитах.

Плаггиоклаз

Плаггиоклаз в гранитах рапакиви Салминского массива находится в резко подчиненном количестве относительно калиевого полевого шпата, составляя 10—19% породы. Как отмечалось выше, гранитам рапакиви свойственны 3 генерации плаггиоклаза. Широкое проявление альбитизации отмечает большинство исследователей рапакиви. Считается также общезвестным, что оболочки на калишпатовых овоидах представлены кислым и средним олигоклазом. Д. Б. Стюарт (Stewart, 1955—1956) указывает, что наиболее обычный состав плаггиоклаза из оболочек был An_{22} . Химический анализ олигоклаза по Р. Д. Терзаю (Terzaghi, 1940) дал состав $Or_{3,1} Ab_{18,4} An_{18,5}$. А. Саволахти (Savolahti, 1958) указывает, что большая часть плаггиоклаза, содержащегося в гранитах рапакиви, имеет состав $An_{25}—An_{40}$, в то же время отмечая, что в отдельных разновидностях иногда встречается плаггиоклаз, содержащий свыше 40% An. В. Валь (Wahl, 1925), проанализировавший плаггиоклаз, находящийся в виде включения в калиевом полевоом шпате, установил следующий состав его: $Or_{8,7} Ab_{61,2} An_{30,1}$. Ссылаясь на наблюдения многочисленных исследователей, А. Саволахти (Savolahti, 1962) приходит к заключению, что плаггиоклазовая серия не является идеально изоморфной. Химический анализ гранита рапакиви не может непосредственно определить состав плаггиоклаза, кристаллизующегося в какой-либо данный промежуток времени из магмы.

В гранитах рапакиви Салминского массива, как отмечалось выше, нами установлено несколько генераций плаггиоклаза. Первая генерация плаггиоклаза имеет состав 27—45% An (табл. 9). Плаггиоклаз первой

Таблица 9

Показатели преломления, номера плагиоклазов

№ образца	Порода	Генерация	Ng'	Np'	Ап%
57/1	Выборгит	I	1,549	1,542	27 ± 1
91	"	I	1,548	1,540	27 ± 2
125/1	"	I	1,551	1,547	33 ± 4
127	"	I	1,550	1,542	28
147	"	I	1,550	1,543	29 ± 1
150/2	"	I	1,555	1,548	36 ± 4
150/2	"	I	1,555	1,547	38 ± 1
152	"	I	1,558	1,550	44 ± 1
152	"	I	1,557	1,550	42—43
57	"	II	1,548	1,539	23 ± 1
127	"	II	1,549	1,540	24 ± 2
134	"	II	1,543	1,539	18 ± 3
159/2	"	II	1,543	1,538	18 ± 4
65	"	II	1,546	1,537	18
76	"	III	1,536	1,536	7
277	"	III	1,537	1,530	5—6
283	"	III	1,540	1,532	7—8
190/1	Равномернозернистый гранит	I	1,553	1,545	34
179	"	I	1,537	1,530	5—6
193	"	I	1,538	1,530	5—6
240/3	"	I	1,530	1,530	5
4	Питерлит	I	1,550	1,543	29
35в	"	I	1,550	1,541	27 ± 1
255/1	"	II	1,541	1,536	12 ± 4
253/4	"	II	1,541—1,542	1,537	14 ± 3
25	"	III	1,536	1,532	3 ± 3
37	"	III	1,537	1,532	5 ± 1
286/1	"	III	1,540	1,534	9 ± 3
38а	"	III	1,536	1,528	0—1
265/1	Неравномернозернистый гранит	II	1,549	1,541	26—25
75	"	II	1,547	1,541	21 ± 4
75	"	II	1,543	1,536	13 ± 2
71	"	III	1,536	1,531	6 ± 1
162	"	III	1,537	1,528	4—5
165	"	III	1,531	1,527	3 ± 3
1в	Крупноовоидный порфировидный гранит	I	1,550	1,542	28
271	"	II	1,544	1,538	18 ± 2
272	"	II	1,543	1,537	16 ± 2

№ образца	Порода	Генера-ция	Ng'	Np'	Ап%
274	Крупноовоидный порфи- видный гранит	II	1,545	1,537	21 ± 4
270	"	III	1,541	1,536	10 ± 2
271a	"	III	1,530	1,528	2 ± 2

генерации встречается довольно редко. Наиболее распространен он в приконтактной зоне выборгитов с вмещающими породами. Здесь он нередко бывает зонален и содержит антипертитовые прорастания калишпата. В безовоидных гранитах плагиоклаз первой генерации встречен в виде единичных зерен. Описываемый плагиоклаз повсюду наблюдается в виде идиоморфных таблиц. Нередко они альбитизированы по краям, а в центральной части сосюритизированы. С плагиоклазом первой генерации связан протоклаз. Отдельные таблички его имеют трещины, заполненные кварцем и калишпатом. Критерием для определения плагиоклаза первой генерации является тот факт, что он замещается калиевым полевым шпатом, в то время как более поздние генерации его сами замещают калиевый полевой шпат. Присутствие в гранитах рапакиви Салминского массива плагиоклаза, замещающегося калиевым полевым шпатом, впервые отмечено Т. В. Билибиной (1960). При этом автор указывает, что плагиоклаз часто присутствует совместно с псевдоморфозами серпентина, иддингсита и слюдистых минералов, которые могли заместить фаялит. Определение номеров плагиоклаза первой генерации производилось в петрографических шлифах по показателям преломления по методу В. Б. Татарского (1956). В имерсионном препарате определялись показатели преломления плагиоклаза, извлеченного из оболочек и плагиоклаза безовоидных гранитов, который представлен преимущественно альбитом. Плагиоклаз второй генерации, образующий оболочки на калиевом полевым шпате, представлен олигоклазом состава 12—25% Ап, наиболее распространен олигоклаз состава 18—22% Ап. Этот плагиоклаз также наблюдается в виде идиоморфных серицитизированных табличек в основной массе и в виде включений в калишпате.

Третья генерация плагиоклаза — альбит — широко распространена во всех разновидностях гранитов рапакиви, ассоциирует с аннитом. Альбит замещает калиевый полевой шпат и плагиоклаз двух более ранних генераций.

В неравномернозернистых биотитовых гранитах участками встречается лейстовой альбит (четвертая генерация). О более поздней кристаллизации его свидетельствует выделение лейстового альбита в виде пересекающихся цепочек (по микротрещинкам). Выделение лейстового альбита сопровождается мусковитизацией аннита, тогда как более ранний альбит ассоциирует с неизменным аннитом.

В таблице 10 помещены химические анализы плагиоклаза из выборгита (134) и из равномернозернистого гранита. (145/3).

Обращает на себя внимание высокое содержание окиси калия в плагиоклазе выборгита.

Так же, как и в ортоклазах, в плагиоклазах наблюдается невысокое содержание окиси железа. С целью установления природы высокого содержания калия в плагиоклазах, были произведены рентгено-структурные анализы их. Порошкограммы были сняты на медном излучении. $D=143$ мм, $d=0,5$ мм, длительность съемки 38 часов. Для удобства

сопоставления построены графики, где по горизонтали нанесены А, по вертикали — J. На рисунке 29 сопоставляются результаты анализов с эталонами альбита и олигоклаза (16,5% Ап) — Дж. Гудьер и В. Дж. Даффин (1956), а также с эталонами микроклина ХРДС (1954, 10—479).

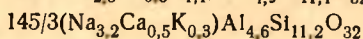
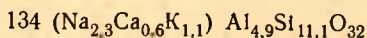
Таблица 10

Химические анализы
плагноклазов в весовых %

Окислы	Выборгит	Равномерно-зернистый гранит
	134	145/3
SiO ₂	61,74	63,29
TiO ₂	не обн.	не обн.
Al ₂ O ₃	22,99	22,01
Fe ₂ O ₃	0,27	0,25
MgO	0,06	0,01
CaO	2,96	2,40
Na ₂ O	6,62	9,28
K ₂ O	4,58	1,27
H ₂ O	0,46	0,35
п. п. п.	0,93	0,95
Сумма . .	100,61	99,81

Аналитик В. А. Доильницына

Формулы:



Проведенное сопоставление дает основание заключить, что в плагноклазах в виде самостоятельной фазы находится калиевый полевой шпат. В исследованных плагноклазах в области 4,60—4,04 имеются довольно интенсивные линии, свойственные эталону микроклина и отсутствующие в эталонах альбита и олигоклаза. Это согласуется с наблюдениями в петрографических шлифах. В плагноклазе первой генерации наблюдались антипертиты распада. Плагноклаз оболочек, замещающий калиевый полевой шпат, содержит в себе его реликты. Равномернозернистые граниты содержат в своем составе преимущественно альбит, этим и объясняется значительно меньшее содержание калия в плагноклазе этих гранитов.

Плагноклазы содержат в своем составе те же акцессорные элементы, что и калиевые полевые шпаты, но количество их, за исключением свинца, бария и бериллия, не превышает кларк этих элементов в гранитах. Интересно распределение бериллия в плагноклазах рапакиви. В плагноклазах безовоидных гранитов содержание бериллия примерно в 2 раза превышает его кларк, в плагноклазах овоидных гранитов оно приблизительно равно кларку.

Кварц

Одной из характерных особенностей гранитов рапакиви, наряду с овоидальной формой калиевого полевого шпата, являются идиоморфные зерна кварца, нередко наблюдающиеся в виде хорошо выраженных

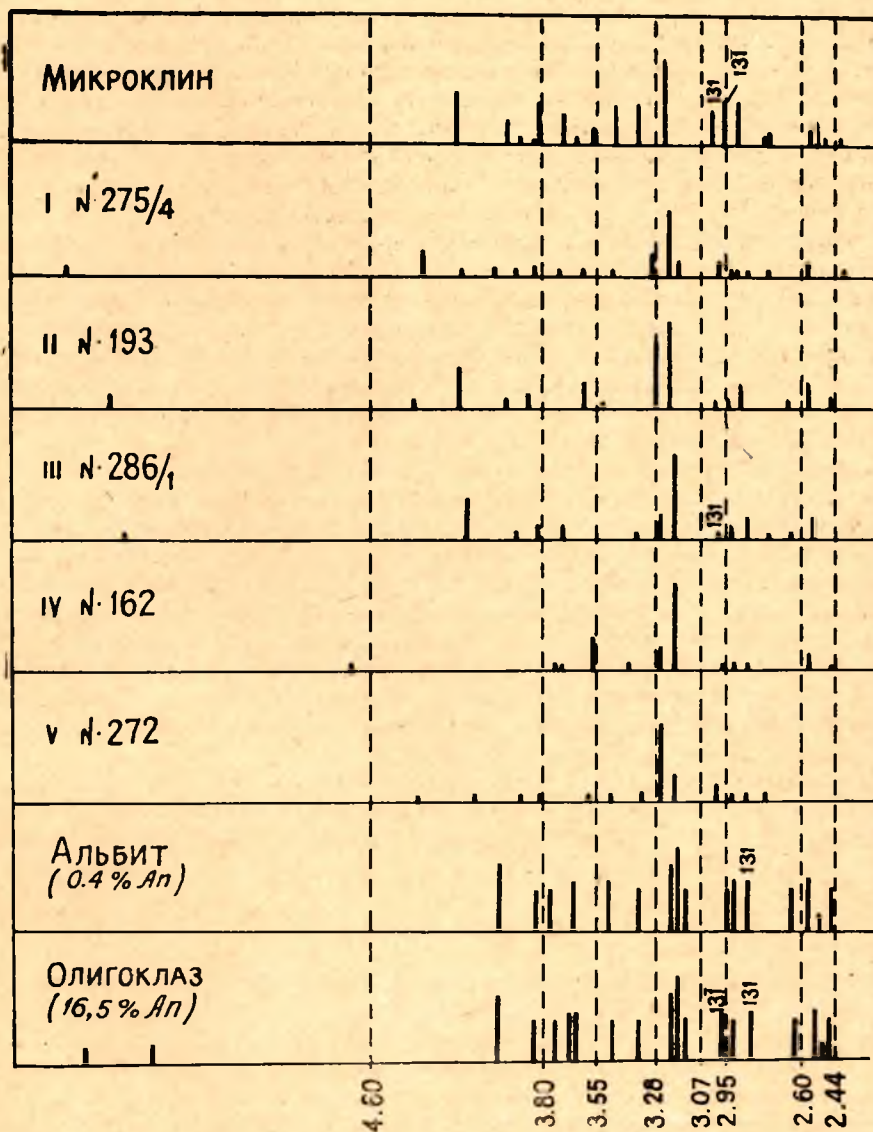


Рис. 29. Рентгенограммы плагиоклазов рапакиви Салминского массива с эталонами олигоклаза, альбита и микроклина. Высота линии характеризует интенсивность, определенную визуально: I, II, III, IV, V — фазы рапакиви

гексагонально-бипирамидальных форм. Все исследователи гранитов рапакиви замечали, что кварц присутствует в виде двух генераций. Б. А. Попов (1903) выделяет 4 различных генерации кварца. Главной генерацией, по его мнению, является идиоморфный кварц. Менее распространен ксеноморфный кварц, обычный для всех гранитов. Третья и четвертая генерации встречаются в виде включений в калишпате. Третья генерация кварца представляет собой идиоморфные вроски в калиевом полевошпате, гаснущие при повороте столика одновременно (пойкило-пегматитовые сростания). Четвертая генерация — «вогнутый снаружи» кварц, наблюдающийся на границе калишпатового овоида и олигоклазовой оболочки. «Вогнутый снаружи» кварц Попов считал образовавшимся одновременно с калишпатом. Впоследствии многие исследователи (R. D. Terzaghi, 1940, и др.) считали его метасоматическим.

В гранитах рапакиви Салминского массива наблюдаются все вышеперечисленные разновидности кварца. Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал позволяет прийти к выводу, что кварц в отличие от калишпата, кристаллизовавшегося лишь на определенном этапе кристаллизации магмы, выделялся на всем протяжении формирования гранитов рапакиви (как в магматических, так и в постмагматических условиях). Различные формы выделения кварца обусловлены различными условиями кристаллизации его.

На раннем этапе в условиях высокой температуры кристаллизовались крупные кристаллы бипирамидального кварца, далее, кристаллизуясь одновременно с калишпатом, кварц образует пегматитовые и пойкилопегматитовые сростания с последним. Кварц наблюдается также в виде широко развитых гранофировых сростаний с плагиоклазом. «Вогнутый снаружи» кварц на границе овоида и оболочки является, по-видимому, продуктом реакции замещения калиевого полевого шпата овоида олигоклазом оболочки. Ксеноморфный кварц, по-видимому, кристаллизовался уже в постмагматических условиях, поскольку взаимоотношения его с флюоритом свидетельствуют о том, что они развивались одновременно, либо кварц даже несколько позднее его.

Кварц концентрирует в себе сравнительно небольшое количество элементов-примесей. Преобладающими среди них являются петрогенные элементы (Mg, Al) и элементы группы железа (Ti, Mn). Редкие элементы встречаются спорадически и в количествах близких к кларковым.

Роговая обманка

Роговая обманка входит в состав овоидных разновидностей гранитов первой, третьей и пятой интрузивных фаз. В небольшом количестве ее иногда можно встретить и в безовоидных гранитах. Ей свойственна очень темная окраска и ксеноморфные формы. В роговой обманке нередко содержатся включения кварца и калиевого полевого шпата. Для нее характерен непостоянный угол оптических осей, колеблющийся от 0 до 66° и высокая железистость (табл. 11).

Железистость роговой обманки так же, как биотита и пироксена, определялась по В. С. Соболеву (1950). Т. Г. Сахама (Sahama, 1947), исследовавший роговую обманку из выборгитов описываемого массива, химический анализ которой приведен в таблице 12, отнес ее к феррогастингситу.

Анализ Т. Г. Сахама нами пересчитан по Борнеман-Старынкевич (1964). За основу анализа взята сумма катионов группы у и z. В приведенном анализе содержание воды явно избыточно, поэтому сделано предположение, что часть воды в виде иона оксония (H_3O^+) входит

в группу х в количестве, дополняющем ее до 3. Это предположение вполне вероятно, так как в моноклинных амфиболах в группе х появляется пространственное положение с координационным числом 12, в котором легко размещаются большие катионы (Борнеман-Старынкевич, 1964).

Таблица 11

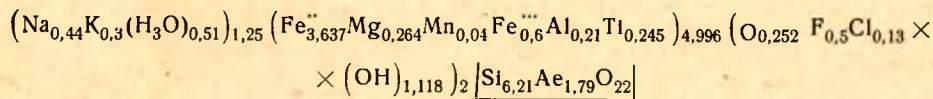
Показатели преломления
и железистость роговой обманки

№ образца	Фаза	Ng'	Железистость, %
159	I	1,707	76
277	I	1,708	78
275/4	I	1,713	83
279	III	1,712	82
4	III	1,713	83
253/4	III	1,713	83
272	V	1,708	78
270	V	1,708	78

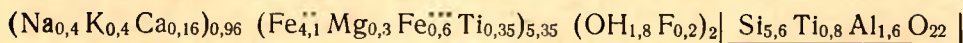
Таблица 12

Химический состав роговой обманки из выборгита
(по Т. Г. Сахама)

Окислы	Весовой %	Атомные количества	Окислы	Весовой %	Атомные количества
SiO ₂	38,24	634	Na ₂ O	1,50	24
TiO ₂	2,00	25	K ₂ O	1,57	16,7
Al ₂ O ₃	10,17	99,5	H ₂ O	1,88	104
Fe ₂ O ₃	5,00	31	F	1,06	56
FeO	26,64	371	Cl	0,51	14
MgO	1,07	27	H ₂ O	0,08	
MnO	0,28	4			
Ca	10,64	190			
			Сумма . . .	100,64	



По своему химическому составу эта роговая обманка близка к роговой обманке из гранитов рапакиви Коростеньского плутона (В. С. Соболев, 1947), формула которой:



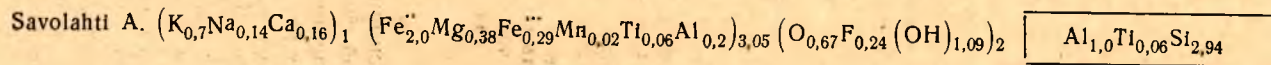
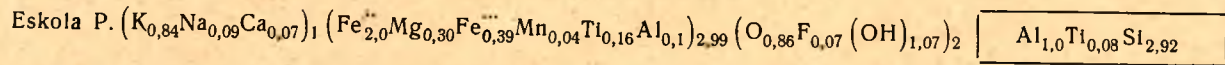
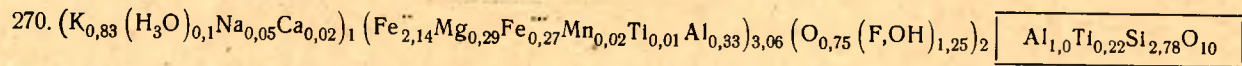
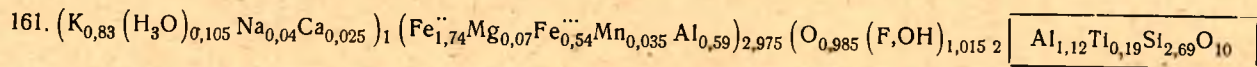
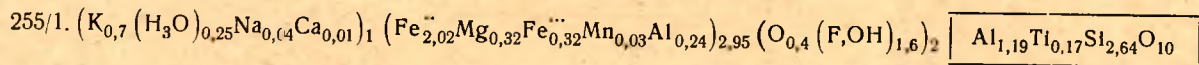
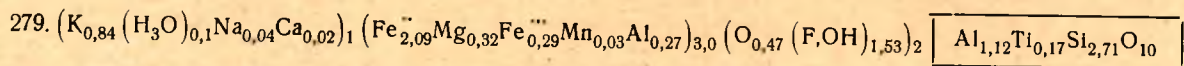
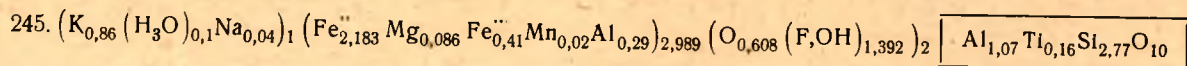
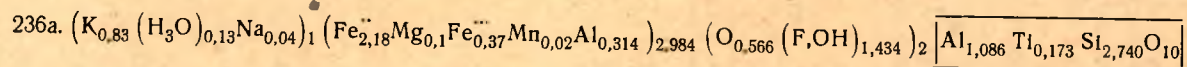
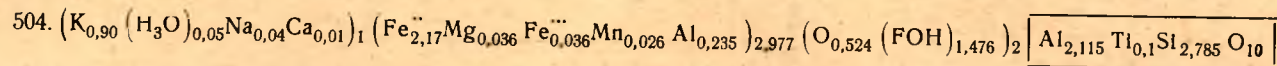
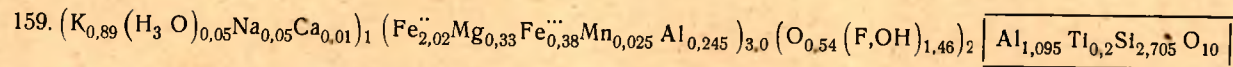
Автор разделяет точку зрения В. С. Соболева, что подобную роговую обманку не следует относить к гастингситу из-за недостаточного содержания щелочей.

Химический состав биотита из гранитов рапакиви Салминского массива в весовых %

Порода	Выборгит		Равномернозернистый гранит		Питерлит		Неравномернозернистый гранит 161	Крупноовоидный порфировидный гранит 270	Биотит Eskola P., 1949	Биотит Savolahti A., 1962
	159	504	236a	245	279	255/1				
SiO ₂	32,51	32,80	32,58	32,82	32,62	32,09	32,35	32,68	34,72	35,60
TiO ₂	3,17	1,57	2,72	2,55	2,70	2,86	2,95	3,69	3,75	1,90
Al ₂ O ₃	13,69	13,64	14,09	13,66	14,22	14,72	17,40	13,51	11,09	12,28
Fe ₂ O ₃	5,95	7,95	5,78	6,48	4,68	5,39	8,55	4,27	6,12	4,65
FeO	29,07	30,92	30,81	30,95	30,10	29,38	24,96	30,58	28,96	29,47
MnO	0,33	0,35	0,31	0,28	0,35	0,44	0,46	0,33	0,45	0,30
MgO	2,65	0,26	0,84	0,71	2,58	2,57	0,57	2,33	2,44	3,14
CaO	0,07	0,07	0,02	0,02	0,32	0,14	0,26	0,15	0,79	1,92
Na ₂ O	0,29	0,25	0,25	0,26	0,26	0,25	0,25	0,31	0,53	0,29
K ₂ O	8,36	8,08	7,60	8,00	7,88	6,68	7,80	7,80	7,57	6,67
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01	0,11
H ₂ O ⁻	0,41	0,35	0,55	0,60	0,46	0,62	0,06	0,64	0,75	0,00
F	—	—	—	—	—	—	—	—	0,27	0,93
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01	—
H ₂ O	1,85	1,39	1,54	1,15	1,75	2,48	1,05	1,14	2,44	3,11
п. п. п.	2,17	2,61	3,41	2,32	2,04	2,47	3,66	2,54	—	—
Сумма	100,52	100,24	100,50	99,80	99,96	100,09	100,32	99,97	99,51	100,97

Формулы:

АНАЛИТИК В. А. ДОИЛЫНИЦЫНА



Роговая обманка содержит в своем составе значительное количество элементов-примесей. Среди них избыточными относительно кларка являются Sc, Y, Zr. Такие элементы, как Sn, Ga, Be, Cu, содержатся в пределах кларка, а Ba, Pb, Zr, Ni, Sr ниже кларка.

Биотит

Известно, что биотит рапакиви характеризуется высоким содержанием железа (W. Wahl, 1925; В. Соболев, 1947, и др.). А. В. Рабинович (1957) при спектрохимическом исследовании установил, что биотитам рапакиви свойственно сравнительно высокое содержание Fe, Ti, Ca, Ba, Sn, Li. В литературе известны 2 химических анализа биотита: из массива Лайтила (Eskola, 1949) и массива Авенисто (Savolahti, 1962), которые мы приводим в таблице 13.

Изучение биотита гранитов рапакиви Салминского массива показало, что состав биотита не одинаков в овоидных и безовоидных гранитах. Химические анализы биотитов приведены в таблице 13. Анализы пересчитаны по И. Д. Борнеман-Старынкевич (1964). За основу пересчета взята сумма катионов, находящихся в октаэдрической и тетраэдрической координациях.

Показатели преломления

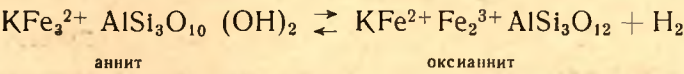
	I фаза					II фаза					
	147	504	159	134	277	245	236 ^a	146	229	193	145/3
Показатели преломления	1,687	1,694	1,688	1,683	1,684	1,704	1,697	1,700	1,698	1,698	1,699
Железистость, %	87	94	88	83	84	100	97	99	97	97	98
Железистость по химическому анализу . .	—	99	88	—	—	97	96	—	—	—	—

Основное отличие между биотитом безовоидных гранитов и биотитом первой генерации овоидных гранитов (которая пользуется здесь преимущественным развитием) заключается в различном содержании магния. В биотите безовоидных гранитов на формульную единицу из 12(0) приходится менее 0,1 атома Mg, в первой генерации биотита овоидных гранитов — 0,29—0,33 атома Mg. Более поздняя генерация биотита в овоидных гранитах (504, табл. 13), как отмечалось ранее, аналогична биотиту безовоидных гранитов. Таким образом, для выделенных генераций биотита характерна вполне определенная железистость, колеблющаяся в очень узких пределах. Это подтверждается установлением железистости биотита оптическим путем по показателям преломления (Соболев, 1956; табл. 14).

Биотит рапакиви из массива Лайтила поразительно близок по составу биотитам рапакиви Салминского массива. Биотит из зеленой краевой разновидности роговообманкового гранита рапакиви массива Авенисто также очень близок биотиту овоидных гранитов Салминского массива и биотиту массива Лайтила. Одинаковый состав биотита из различных массивов свидетельствует об аналогичных условиях его кристаллизации.

Как будет показано ниже, с началом кристаллизации биотита связано резкое изменение хода кристаллизации магмы рапакиви, поэтому детальное изучение биотита в гранитах рапакиви имеет важное значение для понимания петрологии этих гранитов.

Всем биотитам рапакиви свойствен целый ряд общих специфических особенностей. Они содержат значительный процент Fe_2O_3 , то есть часть Fe^{2+} в биотите окисляется до Fe^{3+} . Согласно Д. Р. Уонсу (Wones D. R., 1963), этот процесс можно представить в виде следующей реакции:



Степень окисленности биотитов (отношение $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ во всех проанализированных биотитах Салминского массива почти одинакова. Исключение представляет лишь биотит из неравномернозернистых гранитов IV фазы, где степень окисленности несколько выше. Это может быть либо следствием прикровельного положения этих гранитов, либо связано с вторичным изменением биотита. Степень окисленности биотита мас-

Таблица 14

и железистость биотита

III фаза				IV фаза					V фаза			
4	255/1	285	279	161	278	262	162	275/1	270	272	274	271
1,684	1,685	1,685	1,684	1,696	1,689	1,693	1,696	1,688	1,684	1,685	1,685	1,685
84	85	85	84	96	89	83	96	88	84	85	84	85
—	88	—	88	97	—	—	—	—	89	—	—	—

сива Лайтила и Авенисто близка к степени окисленности биотитов Салминского массива.

В биотитах Салминского массива обращает на себя внимание явно заниженное содержание калия в группе X при незначительных содержаниях кальция и натрия. Вместе с тем, во всех анализах наблюдается некоторый избыток воды. По-видимому, часть калия в группе X замещается ионом оксония $(\text{H}_3\text{O})^+$. Такому замещению способствует близость их ионных радиусов $(\text{H}_3\text{O})^+ - 1,35\text{ \AA}$, $\text{K}^+ - 1,33\text{ \AA}$. Кроме того, согласно вышеприведенной реакции при окислении Fe^{2+} до Fe^{3+} в анните, газовая фаза обогащается водородом, что также способствует такому замещению.

В биотите наблюдаются в том или ином количестве все элементы-примеси, содержащиеся в гранитах рапакиви. Особый интерес представляет содержание олова в биотите, поскольку, как известно, повышенное содержание Sn в биотите служит признаком оловоносности интрузии. Содержание олова в биотите безовоидных гранитов значительно превышает его кларковое содержание в гранитах, в то время как в биотите овоидных гранитов содержание его близко к кларковому. Ниобий, галлий

и лантан постоянно присутствуют в биотите всех разновидностей гранитов; содержание их в 10 раз и более превышает их кларк. Такие элементы, как Ge, Be, Pb, Ba, Zn, постоянно присутствуют в биотите в количестве, близком к кларковому.

Часть химически проанализированных биотитов была подвергнута рентгеноструктурному анализу. Для этой цели были отобраны биотиты, представляющие как аннит, так и слабо магнезиальную разновидность биотита. Условия съемки: излучение Fe, $\lambda_{K\alpha} = 1,9373 \text{ \AA}$, $D = 143,25 \text{ мм}$, $d = 0,5 \text{ мм}$, внутренний стандарт NaCl. Результаты анализа приведены в таблице 15.

Таблица 15

Результаты рентгеноструктурного анализа биотитов и их железистость

Фаза	№ образца	Железистость по химическому анализу, %	Железистость по показателю преломления, %	d_{060}
I	159	88	88	1,5545
I	504	99	90	1,549
II	245	97	100	1,5544
III	255/1	88	85	1,5554

Все разновидности биотитов характеризуются близким значением d_{060} .

Д. Р. Уонсом (Wones, 1963) были произведены рентгеноструктурные анализы синтетических биотитов различного состава и условий образования. Из анализа этих данных следует, что величина d_{060} зависит главным образом от буфера и в меньшей мере от железистости биотита.

Сравнивая полученные результаты рентгено-структурного анализа биотитов рапакиви Салминского массива с данными аналогично исследованных экспериментально полученных биотитов, можно сделать вывод, что они сопоставимы с высокожелезистыми биотитами, синтезированными в условиях фаялит-кварц-магнетитового буфера.

Фаялит и пироксен

Фаялит в гранитах рапакиви Салминского массива был встречен в виде единичных зерен исключительно среди зеленых равномернозернистых гранитов и крупноовоидных порфировидных гранитов, образующих отдельные участки среди розовых гранитов рапакиви. Зерна фаялита обычно свежие, лишь по краям и по трещинкам замещающиеся бурым илдингситом; $2V = -50^\circ$. Такую приуроченность фаялита именно к зеленой разновидности гранита рапакиви отмечали В. Соболев (1947) и А. Саволахти (Savolahti, 1956). В. С. Соболев подчеркивал, что основным отличием темно-зеленой разновидности от бурой является присутствие в ней фаялита, отсутствующего в бурых рапакиви.

Пироксен встречен в одном шлифе в виде единственного зерна, окруженного реакционной каймой амфибола. Судя по показателям преломления ($Ng' = 1,726$, $Np' = 1,718$), он относится к геденбергиту.

Единичные зерна аналогичного пироксена встречены в шлихах при изучении акцессорных минералов. Кроме геденбергита, в шлихах обнаружен гиперстен ($\text{Ng}' - 1,688$, $\text{Np}' - 1,680$), но он, по-видимому, связан с контаминацией магмы, поскольку аналогичный гиперстен содержится во вмещающих породах.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

При изучении шлихов были установлены следующие акцессорные минералы: циркон, флюорит, апатит, ортит, сфен, монацит, гранат, турмалин, касситерит, молибденит, магнетит, гематит, пирит, ильменит, рутил, лимонит, лейкоксен, анатаз, мартит, кианит, ставролит, ксенотим (табл. 16).

Среди перечисленных минералов отчетливо выделяется комплекс корреляционных акцессорных минералов, представленный цирконом, флюоритом, апатитом. Эти минералы наблюдаются во всех разновидностях гранитов рапакиви и в их количественном содержании улавливаются определенные закономерности.

Как видно из диаграммы (рис. 30), наблюдается специализация овоидных и безовоидных гранитов рапакиви относительно определенных акцессорных минералов. Акцессорные минералы распределены в массиве неравномерно и какое-либо закономерное изменение количественного содержания их от контактов к центру отсутствует.

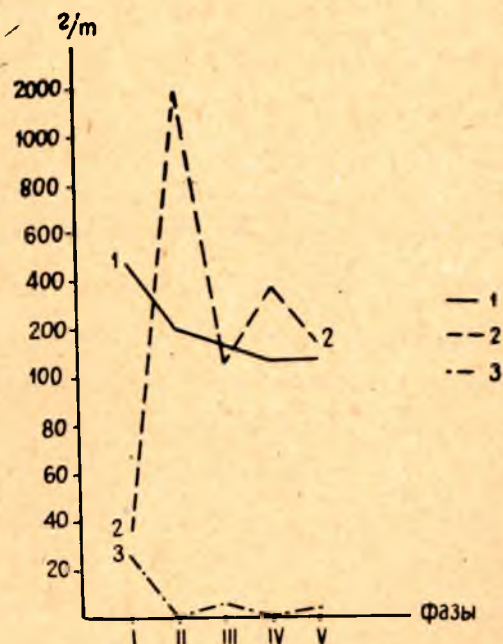


Рис. 30. Диаграмма распределения средних содержаний акцессорных корреляционных минералов в гранитах рапакиви Салминского массива:

1 — циркон; 2 — флюорит; 3 — апатит

Флюорит

Является преобладающим акцессорным минералом в безовоидных гранитах рапакиви II и IV интрузивных фаз (рис. 16). Распределен он крайне неравномерно (табл. 30). Следует отметить, что в пределах каждой интрузивной фазы (за исключением первой) в краевой части массива концентрация его более высокая, чем в центральной части. Флюорит в шлихах обычно наблюдается в виде неправильных зерен, реже — в виде октаэдрических кристаллов. Окраска его неравномерная и изменяется от бесцветной до темно-фиолетовой, иногда — почти черной. Распределение окраски пятнистое. Флюорит содержит следующие элементы-примеси: Be, Mn, Pb, Sn, Mg, Fe, Al, Mo, Ti, Y, Cu, Na; Zr.

Флюорит является концентратом иттрия, при этом во флюорите безовоидных гранитов иттрия содержится значительно больше, чем во

Содержание аксессуарных минералов в

Минералы	I фаза						Аплит 504/1	II фаза				
	147	159	275/4	134	277	504		254/8	235/2	229	245	179
Апатит	34,03	27,51	52,90	15,93		ед. зн.	12,54		ед. зн.			
Циркон	294,94	348,46	767,04	653,74	219,52	96,49	513,12	49,91	183,06	48,74	139,67	208,51
Флюорит	1,13	ед. зн.	13,22	159,44	46,64	936,0	6,27	9,67	57,13	76,81	878,11	444,97
Рутил	1,13	ед. зн.		ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.		ед. зн.
Турмалин												
Кианит	1,13	ед. зн.		ед. зн.					ед. зн.			
Пирит	13,60					—	ед. зн.	ед. зн.		ед. зн.		
Темноцветные (ам- фибол, биотит)	4441,18	3269,94	10632,90	13649,92	285,38	18,72	5513,97	141,34	861,67	293,92	2049,90	174,81
Ильменит	635,26	41,26	1388,62	510,24	9,60	5,51	250,92		ед. зн.	82,71	271,13	270,16
Группа гранатов . .	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.		1,38	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	16,25	ед. зн.	ед. зн.
Гематит	147,47	880,32		79,72	12,27	13,78		46,49	25,65	228,93	24,65	ед. зн.
Группа эпидота . .	56,72	ед. зн.	159,70	79,72	ед. зн.	5,51	ед. зн.	17,78	16,32	70,90	180,75	3,97
Ставролит	ед. зн.	ед. зн.						ед. зн.		ед. зн.		
Лейкоксен					ед. зн.	ед. зн.		2,81		2,95		11,92
Сфен			ед. зн.			ед. зн.				ед. зн.		ед. зн.
Анатаз					1,37				ед. зн.			
Монацит								0,62				
Ортит	ед. зн.	27,51	ед. зн.	255,12	ед. зн.							
Антофиллит										10,24		71,51
Ромбический пирок- сен										ед. зн.		
Моноклиный пирок- сен			26,45					1,25				
Лимонит по пириту								18,08				
Касситерит												
Хлорит												
Лимонит	ед. зн.	ед. зн.			12,35			5,62			ед. зн.	
Мартит						2,76			8,16			
Ксенотим						ед. зн.						
Магнетит	51,05	18,34	185,15	494,30	98,05	40,02	12,54	18,34	11,65	645,45	69,89	2781,10

Таблица 16

породах Салминского массива рапакиви. з/т

			Аплит		III фаза					IV фаза				V фаза	
236а	199/1	146	199/2	236б	253/4	285	255/1	4	279	262	278	161	362	270	272
ед. зн.						16,82		1,65	8,28	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.		4,32	ед. зн.
7,24	928,45	113,49	23,15	2113,65	22,89	156,32	95,47	72,32	494,41	141,01	350,88	59,08	0,37	224,46	54,35
157,32	13183,92	615,27	815,70	7562,50	136,18	133,89	192,22	71,12	116,00	727,75	183,69	554,37	29,26	116,56	213,96
ед. зн.				128,10	ед. зн.		1,27	ед. зн.			4,13	18,94			ед. зн.
				ед. зн.							22,70				
6,52			ед. зн.					ед. зн.		1,19					
ед. зн.			ед. зн.		ед. зн.			ед. зн.	22,10	ед. зн.	ед. зн.			12,95	
291,44	6950,07	309,51	616,23	7280,35	398,57	246,75	608,48	594,61	1690,34	239,43	1230,10	462,21	21,56	3591,74	2985,35
162,17		6,88		234,85	ед. зн.	4,20	ед. зн.	10,75	237,53	ед. зн.	152,74	9,07	0,04	280,60	249,99
45,67	ед. зн.	3,44	ед. зн.	405,65	ед. зн.	ед. зн.	6,36	ед. зн.	ед. зн.	31,07	12,38	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.
10,87	2785,33	852,87	60,55	2082,30	1,76	2,10		43,00	ед. зн.	13,14		235,64	2,46	ед. зн.	
	ед. зн.	17,19	21,37	149,45	9,96	ед. зн.	29,28	21,43	38,67	9,56	18,57	4,53	0,43	47,49	68,84
0,72		ед. зн.		1174,25								ед. зн.			
	79,58							ед. зн.				1,58	ед. зн.		
								ед. зн.			ед. зн.				
												ед. зн.	0,02		
													1,23		
		75,66			ед. зн.				5,32		37,15				ед. зн.
ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.					ед. зн.			ед. зн.				
ед. зн.	ед. зн.			ед. зн.						ед. зн.					
								ед. зн.							
30,45	2360,90	34,39	33,88		1,76	99,54				7,17		ед. зн.			
		10,32			ед. зн.	ед. зн.		ед. зн.			8,26				
157,99	238,86	1409,58	211,90	311,57	15,91	41,30	337,82	1,65	143,62	34,65	45,40	188,81	1,06	38,85	50,72

флюорите овоидных гранитов. Остальные редкие элементы не обнаруживают здесь сколько-нибудь заметных концентраций.

В гранитах рапакиви флюорит заполняет интерстиции между зернами породообразующих минералов, а также приурочен к анниту — наиболее позднему породообразующему минералу, кристаллизация которого происходила, по-видимому, уже в постмагматических условиях. Флюорит иногда содержит включения циркона.

Циркон

Присутствует в значительных количествах во всех разновидностях гранитов рапакиви. Обычно он встречается в виде призматических кристаллов, реже в виде дипирамидальных и длиннопризматических кристаллов. Цвет его желтовато-бурый, желтый, оранжево-желтый, белый, реже красновато-бурый, розовый и темно-бурый. Очень редко встречается совершенно бесцветный прозрачный циркон с сильным стеклянным блеском. В одной из проб питерлита встречены единичные зерна регенерированного циркона. Ядро в регенерированном цирконе темно-бурого цвета и округлой формы: окружено монокристалльной внешней оболочкой бледно-бурого цвета.

В цирконе имеются следующие элементы-примеси: Be, Sc, P, Mn, Pb, Sn, Mo, Fe, Al, Ca, Ti, Y, Ce, Cu, Ni.

Значительное количество среди них является петрогенными (Mg, Fe, Al, Ca). Циркон является минералом-концентратором бериллия, скандия, лантана, иттрия. Содержание бериллия и скандия неодинаково в цирконе овоидных и безовоидных гранитов. Бериллием богаче циркон безовоидных гранитов, скандием — циркон овоидных гранитов. Лантан и иттрий во всех цирконах содержится приблизительно в одинаковом количестве.

В петрографических шлифах циркон наблюдается в виде 2 разновидностей: игольчатой и призматической. Наиболее распространенным является призматический циркон. Как игольчатая, так и призматическая форма циркона встречается в виде включений в ортоклазе, кварце, роговой обманке и биотите. В овоидных гранитах рапакиви наибольшее количество его приурочено к роговой обманке и биотиту первой генерации. Включения циркона в кварце и калиевом полево шпате обычно мелки и нередко имеют оплавленную форму, в то время, как циркон, приуроченный к роговой обманке и биотиту, образует крупные идиоморфные кристаллы. Иногда он развивается по микротрещинкам в зонах катаклаза.

Апатит

Содержание апатита в гранитах рапакиви Салминского массива значительно ниже, чем флюорита и циркона, но так же, как эти минералы, он закономерно распределен относительно овоидных и безовоидных гранитов. В безовоидных гранитах рапакиви он обычно присутствует лишь в виде единичных знаков, тогда как среднее содержание его в выборках, питерлитах и крупноовоидных порфиroidных гранитах составляет соответственно 26,07; 5,35 и 2,16 г на тонну.

Апатит в шлихах встречается в виде изометричных и неправильных зерен, реже образует призматические кристаллы. Он белый, бесцветный, серый, иногда с темными дисперсионными включениями. Блеск стеклянный и матовый, значительно реже жирный.

В шлифах апатит, как правило, наблюдается совместно с цирконом. Большая часть его приурочена к биотиту и роговой обманке, хотя в виде мельчайших включений он также наблюдается в кварце и калиевом полевом шпате.

Магнетит

В гранитах рапакиви является довольно распространенным минералом. Наибольшая его концентрация наблюдается в равномернозернистых биотитовых гранитах II фазы, где содержание магнетита достигает 1409,58 г/т. Как видно из таблицы 16, распределен он неравномерно и незакономерно. Значительное содержание магнетита в равномернозернистых гранитах, по-видимому, обусловило более высокую гамма-активность равномернозернистых гранитов относительно других разновидностей гранитов рапакиви.

В шлихах магнетит встречается в виде октаэдрических кристаллов и зерен неправильной формы. Иногда он интенсивно замещается гематитом и лимонитом. Характерной особенностью магнетита является высокое содержание в нем титана.

Таблица 17

Содержание TiO_2 в магнетитах из различных разновидностей гранитов рапакиви, %

№ образца	Гранит	Содержание TiO_2
147	Выборгит	7,80
277	„	6,14
134	„	2,85
229	Равномернозернистый гранит	10,00
179	„	6,90
146	„	9,90
255/1	Питерлит	6,17
161	Неравномернозернистый гранит	14,63

Как видно из таблицы 17, содержание TiO_2 в магнетитах колеблется в широком интервале, однако среднее содержание его в магнетитах без-овоидных гранитов значительно выше, чем в овоидных.

В магнетите содержатся следующие элементы-примеси: Be, Mn, Pb, Mo, V, Ti, Cu, Zn, Co, Ni, Zr, Cr, Sn, Ga, Y. В отличие от аксессуарных минералов, кристаллизующихся в последнюю стадию кристаллизации гранитов рапакиви, магнетит не содержит в себе петрогенных элементов. Наиболее распространены здесь элементы группы железа.

В ряде проб гранитов I, II, III и IV фаз по магнетиту развиваются псевдоморфозы гематита. Наибольшее количество гематита содержится в равномернозернистых гранитах второй фазы.

Ильменит

Также является довольно распространенным минералом. Больше всего ильменита содержится в выборгитах. В целом, он более распространен в овоидных гранитах рапакиви, чем в безовоидных. Ильменит образует

таблитчатые и ромбоэдрические кристаллы. Цвет его черный. Иногда поверхность ильменита покрыта желтыми и белесыми корочками лейкоксена. В шлифах ильменит приурочен преимущественно к роговой обманке и биотиту. Кроме того, он развивается по микротрещинкам в зонах катаклаза.

Ортит

Встречается спорадически во всех разновидностях гранитов рапакиви. Судя по содержанию его в шлифах наибольшая концентрация ортита свойственна выборгитам. Ортит наблюдается в виде таблитчатых кристаллов. Неизменный ортит характеризуется буровато-темно-зеленой и бутылочно-зеленой окраской. Излом раковистый, блеск сильно стеклянный, в изломе смолистый. Но неизменный ортит встречается редко и в незначительных количествах. Чаше же ортит покрыт примазками бурых и охристо-бурых продуктов разложения. В шлифах нередко можно видеть, как от длиннопризматических кристаллов ортита в порообразующие минералы отходят трещины роста. Биотит на границе с ортитом деформируется.

Монацит

Обнаружен лишь в безовоидных гранитах рапакиви, причем концентрируется он главным образом в приконтактной части массива. Кристаллы монацита имеют таблитчатую форму. Цвет его буровато-желтый, блеск жирный.

Такие минералы, как молибденит и касситерит, свойственны лишь неравномернозернистым биотитовым гранитам. В выборгитах в пробе 504 встречены единичные зерна ксенотима. Последний образует удлиненно-призматические кристаллы желтого цвета. Блеск жирный.

Сфен, гранат, турмалин, анатаз, рутил встречаются спорадически во всех разновидностях гранитов рапакиви. Содержание их обычно незначительно.

Ставролит и кианит, по-видимому, имеют контаминационное происхождение. Незначительное содержание их свидетельствует об очень слабом проявлении процесса контаминации.

Лимонит и лейкоксен являются вторичными минералами. Первый образует псевдоморфозы по пириту, второй — по ильмениту и сфену.

ГЛАВА VI. ПЕТРОЛОГИЯ

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕОРИИ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОВ РАПАКИВИ

К настоящему времени создано множество теорий образования рапакиви. Содержание большей части из них изложено в работах А. Н. Заварицкого (1937) и Д. А. Великославинского (1953), поэтому в данной работе рассматриваются лишь более поздние теории.

Теория Д. А. Великославинского

Д. А. Великославинский (1953) устанавливает интрузивный, экструживный и дайковый естественные ряды магматических пород серии рапакиви.

Интрузивный естественный ряд:

габбро — сиенито-гранодиорит (лапее-гранит) — рогово-обманково-биотитовый гранит (выборгит) — биотитовые граниты с избыточным глиноземом (трахитоидный и порфиоровидный рапакиви) — аплиты и пегматиты.

Естественный ряд экструживных пород:

андезито-базальт (лабродоровый порфирит) — андезит с несколько повышенной щелочностью (сиенит-порфир) — кварцевый порфир (с избыточным глиноземом).

Естественный ряд для многофазных даек:

кварцевый диабаз — трахиандезит (сиенит-порфир) — кварцевый порфир (с избыточным глиноземом).

Магма, давшая эти породы, дифференцировалась на глубине. Внедрение дифференцированной магмы в определенную фазу сопровождалось ее излиянием на дневную поверхность и заполнением ею надкорневых трещин с образованием многофазных надкорневых даек.

Автор устанавливает следующий порядок кристаллизации.

В основных породах кристаллизация начиналась выделением лабрадора, к которому присоединялся железистый пироксен и наконец ортоклаз и кварц (где они присутствуют). Первоначальная жидкость обогащалась кварц-ортоклазовой эвтектикой. Отщепление остаточной жидкости, богатой кварц-ортоклазовой эвтектикой и внедрение ее в вышеле-

жащие горизонты дало интрузию лапее-гранита. В лапее-граните калиевый полевой шпат выделяется как надэвтектический компонент и выделение его продолжается до конца кристаллизации. К калиевому полевому шпату последовательно присоединяются выделяющиеся из расплава пироксен и плагиоклаз (олигоклаз-андезин) и, наконец, кварц. Кристаллизация идет по простой эвтектической схеме. По мере уменьшения K_2O в жидкости, вследствие выпадения из нее все большего и большего количества калиевого полевого шпата, происходит амфиболизация пироксена, выпадение к концу кристаллизации вместо пироксена роговой обманки и частичное замещение роговой обманки биотитом. В выборгите порядок кристаллизации остается тем же самым, что и в лапее-граните, но здесь вместо пироксена кристаллизуются при более низких температурах (вследствие обогащения жидкости летучими компонентами) роговая обманка и биотит. Кристаллизация порфириовидного рапакиви ничем не отличается от кристаллизации выборгита. Отделение магмы порфириовидного рапакиви произошло в еще более позднюю стадию кристаллизации первоначальной магмы, последние остатки которой были чрезвычайно обогащены кварцем и калиевым полевым шпатом и насыщены летучими компонентами.

Образование олигоклазовых оболочек на овоидах калиевого полевого шпата Д. А. Великославинский так же, как и А. А. Заварицкий (1937) и В. С. Соболев (1947), рассматривает как результат автометасоматического замещения калишпата овоидов плагиоклазом в стадию завершения формирования вкрапленников калиевого полевого шпата.

Основная масса рапакиви образуется эвтектической кристаллизацией микроклина, темноцветных минералов (биотит, роговая обманка), плагиоклаза и кварца.

Теория Р. М. Гэйтса

В 1953 году Р. М. Гэйтс (R. M. Gates, 1953), исследуя калишпат-петриты, пришел к заключению, что образование оболочек на овоидах калишпата является следствием частичной миграции натрия при распаде калинатрового полевого шпата с последующим замещением калишпата. Автор следующим образом представляет механизм образования оболочек: «...В деформированных, почти твердых, гранитах во время распада твердых растворов калинатровых полевых шпатов образовались зоны сравнительно низкого давления. В эти неправильные зоны низкого давления мигрировал натриевый материал, образовавшийся в результате распада калишпата в смежных зонах, замещая и окаймляя калишпаты». Это объяснение требует, чтобы площади неокаймленных полевых шпатов, служащих источником натриевого материала, в настоящее время были только слабо пертитовыми.

Такой способ образования плагиоклазовых оболочек на калишпатовых овоидах был поддержан Р. М. Хатчинсоном (Hutchinson, 1956). В дальнейшем, однако, эта гипотеза не нашла себе сторонников. В 1962 году А. Саволахти (Savolahti, 1962) описал кварцевый порфир, содержащий вкрапленник калишпата с плагиоклазовой оболочкой шириной 2—3 мм. Автор указывает, что оболочки должны кристаллизоваться позднее ядра. Кроме того, оболочки не могут быть продуктами распада или какого-либо другого автометаморфического явления, поскольку порода имеет очень плотную основную массу; если бы оболочка была продуктом распада, основная масса должна была бы кристаллизоваться одновременно с более крупными зернами.

В последнее время все большее признание начинает получать теория О. Ф. Татла и Н. Л. Боуэна (1958). Высказанное предположение названных авторов о возможном пути образования плагиоклазовых оболочек на овоидах калиевого полевого шпата является следствием экспериментального исследования ими системы $KAlSi_3O_8 - NaAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$. Опираясь на средний химический состав гранитов рапакиви на основе экспериментальных данных, авторы представили процесс кристаллизации магмы рапакиви при том условии, что при кристаллизации вода не удаляется из системы. Согласно этой теории, кристаллизация расплава начнется при 800° и первой выделившейся твердой фазой будет калиевый полевой шпат, к которому впоследствии присоединяется кварц. При температуре 660° 78% первоначального расплава закристаллизуется в кварц и калиевый полевой шпат. Остаточные 22% расплава будут содержать 10% воды и давление пара составит около 4000 кг/см^2 . При этой температуре вершина сольвуса в бинарной системе $Ab - Or$ будет пересечена и вместе с кварцем начнут кристаллизоваться 2 полевых шпата.

Прежде всего эта теория не учитывает влияния анортитового компонента, который в значительной мере изменяет ход кристаллизации, на что ранее указывал А. Саволахти (1958). Она отвлеченно рассматривает один из вариантов, как мог бы идти процесс кристаллизации расплава, соответствующего составу выборгита, в системе $KAlSi_3O_8 - NaAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$ в условиях закрытой системы, предполагая, что давление водяного пара достигнет 4000 кг/см^2 . Эта теория не в состоянии объяснить, почему в пределах одного и того же массива существуют различные структурные типы гранитов рапакиви. Система $KAlSi_3O_8 - NaAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$ применима лишь для установления последовательности выделения калиевых породообразующих минералов на определенном этапе кристаллизации гранитов рапакиви. Ниже будет показано, что ортоклаз прекращает кристаллизоваться ранее, чем P_{H_2O} в системе достигнет 4000 кг/см^2 , и что одновременная кристаллизация 2 полевых шпатов в гранитах рапакиви невозможна.

Теория А. Саволахти

А. Саволахти (Savolahti, 1962), подытожив свои многолетние исследования гранитов рапакиви и сопоставив целый ряд массивов рапакиви Финляндии, разбирает ряд вопросов, связанных с петрологией гранитов рапакиви; среди них: а) о происхождении гранитов рапакиви; б) о последовательности кристаллизации породообразующих минералов; в) об образовании магмы рапакиви.

В доказательство магматического происхождения гранитов рапакиви автор приводит следующие факты:

- 1) постепенный переход гранитов рапакиви в гипабиссальные породы;
- 2) наличие среди гранитов рапакиви миаролитовых пустот;
- 3) наблюдаемая местами полосчатость в эндоконтактах рапакиви;
- 4) крутые контакты рапакиви и отсутствие каких-либо реликтов первоначальных пород, которые обычно наблюдаются в породах, образовавшихся посредством гранитизации;
- 5) высокотемпературное воздействие гранитов рапакиви на вмещающие породы;
- 6) свойства главных породообразующих минералов свидетельствуют о высокой температуре их кристаллизации.

Для установления порядка выделения породообразующих минералов автор пошел по следующему пути. Он сравнил количественно-минералогический состав вкрапленников в кварцевом порфире (которые по его мнению представляют порядок кристаллизации во время внедрения) с количественно-минералогическим составом биотитовых гранитов рапакиви, кристаллизовавшихся после внедрения. Минералогический состав последних представляет состав породы, образовавшейся из магмы рапакиви без дифференциации. Обе эти породы были сравнены с аплит-порфиром, который является поздним дифференциатом магмы биотитового рапакиви. Все эти разновидности наблюдались Саволахти в пределах массива Авенисто. Зная минеральные компоненты этих трех пород, на основании изменения количественного содержания одного из минералов и отношения содержаний различных минералов, автор пришел к заключению, что калиевый полевой шпат и кварц вначале кристаллизовались из магмы в больших количествах в сравнении с биотитом и плагиоклазом. Далее, основываясь на том, что нормативные точки гранитов рапакиви в разрезе $Ab-Og-Q$ водно-гранитной системы ложатся таким образом, что поле эвтектики располагается между этими составами и вершиной плагиоклаза, автор делает заключение, что плагиоклаз из магмы такого состава не может кристаллизоваться первым. Здесь следует заметить, что это справедливо, по-видимому, только для альбита. Биотит, по мнению Саволахти, кристаллизуется в последнюю стадию. В подтверждение этому он приводит следующие наблюдения: 1) биотит образует большие пойкилитовые зерна, в которых в виде включений наблюдаются силикатные минералы, 2) биотит встречается в виде тонких (1 мм мощности) прожилков в кварцевом порфире.

Рассматривая вопрос о происхождении магмы рапакиви, А. Саволахти, основываясь на полевых наблюдениях и опираясь на экспериментальные исследования, отрицает генетическую связь между основной магмой и магмой рапакиви.

ТЕМПЕРАТУРА КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМЫ РАПАКИВИ

О температуре гранитной магмы можно судить по характеру и степени изменения вмещающих пород при внедрении магмы, а также по минералогическим особенностям целого ряда минералов, входящих в состав гранитов (полевые шпаты, кварц, магнетит). Ни один из этих признаков в отдельности не является достаточно надежным, но в комплексе они дают возможность вполне определенно судить о температурных условиях кристаллизации. Рассмотрим последовательно все эти особенности.

Минеральные парагенезисы роговиков на контакте с гранитами рапакиви, позволяющие отнести их к пироксен-роговиковой фации метаморфизма, указывают на высокую температуру кристаллизации магмы рапакиви.

Полевые шпаты. Т. Барт (Barth, 1951) показал, что распределение Na_2O между щелочным полевым шпатом и плагиоклазом является функцией температуры, то есть, что при данной температуре отношение

$\frac{\text{мол \% Ab в щелочном полевым шпате}}{\text{мол \% Ab в плагиоклазе}}$ является постоянной величиной. В даль-

нейшем этот метод подвергся критике целым рядом исследователей. В частности, Ж. Виар (1964) показал, что щелочный полевой шпат и плагиоклаз могут очень легко существовать вне равновесия.

Для гранитов рапакиви этот метод определения температуры кристаллизации неприменим, во-первых, потому что существует несколько генераций плагиоклаза, во-вторых, потому что калиевый полевой шпат с плагиоклазом повсюду находятся в реакционных взаимоотношениях. Однако определенным указанием на высокую температуру кристаллизации магмы рапакиви является состав и структура кристаллизации калиевого полевого шпата. Последний, согласно классификации А. С. Марфунина (1962), относится к промежуточному ортоклаз-криптопертиту. Ортоклаз-криптопертиты Салминского массива характеризуются высоким и довольно постоянным содержанием альбита. Все это свидетельствует в пользу высокой температуры кристаллизации калиевого полевого шпата.

Магнетит. А. Баддингтон, И. Фэги и А. Влисидис (Buddington, Fahey, Vlisidis, 1955) установили зависимость температуры кристаллизации магнетита от количества окиси титана, входящего в магнетит при условии насыщенности расплава окисью титана в момент кристаллизации. Магма рапакиви отвечает этим условиям, поскольку в состав акцессорных минералов входят ильменит, сфен и рутил, кроме того, титан входит в состав фемических породообразующих минералов.

С целью установления температуры кристаллизации магнетит, содержащийся в небольшом количестве в виде акцессорного минерала во всех разновидностях гранитов рапакиви, был проанализирован на содержание TiO_2 .

Как видно из таблицы 17, в магнетите одной и той же интрузивной фазы наблюдается широкое колебание в содержании TiO_2 . Это может быть объяснено следующим образом. Проанализированный материал мог состоять как из зерен магнетита, кристаллизовавшихся в магматическую стадию при высокой температуре и, следовательно, содержащих высокий процент TiO_2 , так и из зерен, кристаллизовавшихся в постмагматических условиях (с низким содержанием TiO_2). Содержание TiO_2 при анализе в таком случае будет зависеть от количественных соотношений этих типов магнетита. Следовательно, анализ с наибольшим содержанием TiO_2 ближе всего соответствует магнетиту, кристаллизовавшемуся в магматическую стадию. С другой стороны, магматический магнетит с высоким содержанием TiO_2 может при более низких температурах в процессе пневматолитового или гидротермального изменения терять часть TiO_2 . Таким образом, в обоих случаях анализ с наибольшим содержанием TiO_2 ближе всего соответствует составу магнетита, кристаллизовавшегося в магматическую стадию. Следует помнить, что истинная температура кристаллизации может быть выше установленной таким образом.

Содержание TiO_2 в магнетитах колеблется в выборгитах от 7,8 до 2,85%, в питерлитах составляет 6,17%, в равномернозернистых гранитах — 10—6,90%, в неравномернозернистых гранитах — 14,63%.

Несмотря на колебание в безовоидных гранитах рапакиви содержания TiO_2 в магнетите более высокое, чем в овоидных. Согласно схеме Баддингтона, Фэги, Влисидиса температура кристаллизации овоидных гранитов рапакиви попадает в температурный интервал от 700 до 850°, безовоидных от 800 до 1000°. На рисунке 31 помещена диаграмма этих же авторов зависимости температуры кристаллизации от содержания TiO_2 . Согласно этой диаграмме, температура кристаллизации выборгита составляет 880°, равномернозернистого гранита — 900°, питерлита — 800°, неравномернозернистого гранита — 940°.

Как видно из диаграммы, граниты рапакиви по температуре кристал-

лизации резко отличаются от других гранитов, исследованных этими авторами, и приближаются к температуре кристаллизации габбро.

Очевидно, что как данные, полученные по магнетиту, так и выводы, вытекающие из отмеченных выше особенностей контактовых роговиков и калиевого полевого шпата гранитов рапакиви, свидетельствуют о высокой температуре их кристаллизации, значительно большей, чем для других типов гранитов.

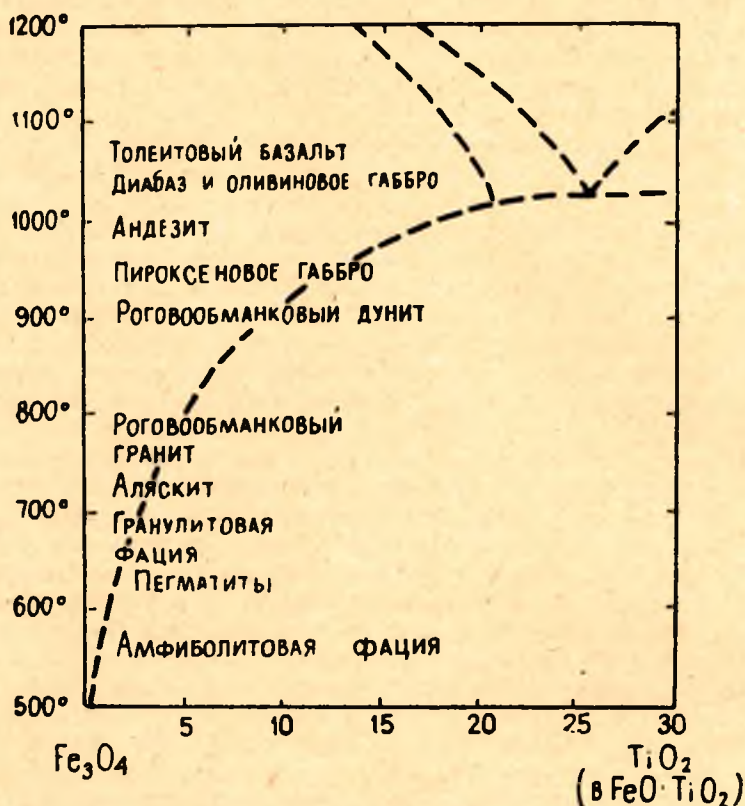


Рис. 31. Диаграмма зависимости температуры кристаллизации от содержания TiO_2 в магнетите (A. Buddington, J. Fahey, A. Vlisidis, 1955)

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ВЫДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛОВ ПРИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМЫ РАПАКИВИ

Поскольку в состав гранитов рапакиви входят железистые силикаты (фаялит, геденбергит, железистая роговая обманка, железистый биотит) и окиси железа (магнетит, гематит), то порядок выделения породообразующих минералов зависит не только от температуры и давления водяного пара, но и от парциального давления кислорода.

Одним из первых начинает кристаллизоваться фаялит. Присутствие его исключительно среди зеленых разновидностей рапакиви и характер распределения последних среди массива проливают свет на первоначальную природу магмы рапакиви. В пределах Салминского массива серозеленые фаялитсодержащие рапакиви имеют площадное развитие только в северо-восточной краевой части массива на контакте с гранито-гнейсами — породами, содержащими небольшое количество воды. В хорошо

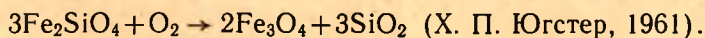
обнаженной северо-западной части массива, на контакте с метаморфизованными песчаносланцевыми отложениями, граниты рапакиви повсеместно бурые, и зеленая разновидность их встречена лишь в одном обнажении в виде полосы, ориентированной параллельно трахитоидности гранитов (подробнее на стр. 12). Выделение фаялита в данной ассоциации свидетельствует о низком парциальном давлении кислорода в момент его кристаллизации. В свою очередь низкое парциальное давление кислорода вместе с высокой температурой образования породы свидетельствует о незначительном общем содержании воды в магме в момент кристаллизации фаялита.

В свете вышеизложенного представляется возможным предположить, что первоначально «сухая» высокотемпературная магма рапакиви в процессе внедрения обогащалась водой за счет вмещающих пород. Наблюдаемые участки зеленых фаялитсодержащих гранитов рапакиви среди их бурых бесфаялитовых аналогов представляют собой реликтовые участки «сухих» гранитов и указывают на первоначальную «сухую» природу магмы.

Разновидности рапакиви, содержащие фаялит, отмечены в большинстве известных массивов рапакиви, и повсюду им свойственна зеленая окраска. Н. Ф. Шинкарев (1964) рассматривает генезис субщелочных пород, содержащих фаялит (вместе с другими породами исследовались и рапакиви). Автор подчеркивает, что всем фаялитсодержащим породам свойственна зеленая окраска, зависящая главным образом от зеленого оттенка калиевого полевого шпата. Исследуя химизм пород, а также свойства и парагенезис слагающих их минералов, Н. Ф. Шинкарев пришел к заключению, что субщелочные породы, содержащие фаялит, кристаллизовались при высокой температуре в условиях относительной сухости магмы.

Начальный период кристаллизации во всех разновидностях рапакиви в сухих условиях, фиксирующийся в гранитах рапакиви единичными зернами минералов, можно представить следующим образом. Кристаллизация начиналась с выделения фаялита и пироксена ряда геденбергита. Последний выделялся несколько позднее фаялита, так как вокруг фаялита наблюдаются реакционные каемки пироксена. Впоследствии к ним, видимо, присоединился и плагиоклаз ранней генерации. Ранний плагиоклаз замещается калиевым полевым шпатом, кроме того, калишпатом и кварцем заполняются протокластические трещины в нем. Это дает нам основание предположить, что плагиоклаз первой генерации выделялся до калишпата и кварца. Интересны в связи с этим экспериментальные исследования Ж. Виара (1964), установившего, что низкое содержание воды способствует более легкому замещению натрия калием. Очевидно, поэтому мы встречаем лишь редкие зерна плагиоклаза первой генерации. Высвободившийся при этом замещении кальций переходит в расплав и при более низкой температуре идет на образование кислого олигоклаза и железистой роговой обманки.

В процессе кристаллизации фаялита, пироксена, андезина магма, проникая в верхние горизонты, обогащалась водой. Температура ее была очень высокой. В таких условиях парциальное давление кислорода в магме должно повышаться и, наконец, наступят такие условия, когда фаялит в данной ассоциации не может существовать и вместо него кристаллизуются кварц и магнетит согласно реакции:



Магма в этих условиях полностью насыщена водой. И в дальнейшем парциальное давление кислорода будет зависеть только от температуры.

Зная температуру кристаллизации магнетита и предположив, что во время кристаллизации он находился в равновесии с магмой, можно по диаграмме (температура P_{O_2} , рис. 32) определить парциальное давление кислорода, существовавшее в период кристаллизации магнетита. Согласно рисунку 32 для безовоидных гранитов (при температуре

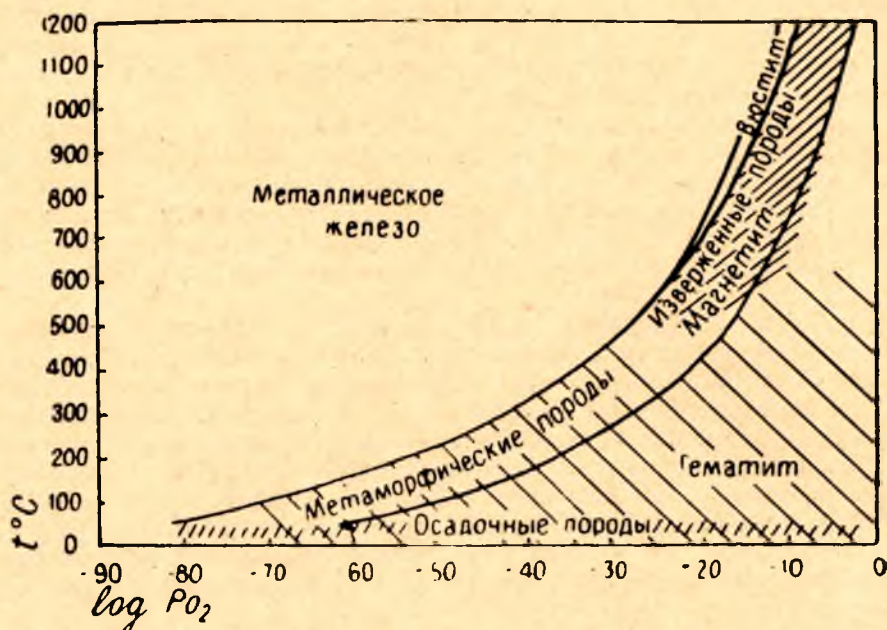


Рис. 32. Диаграмма температуры P_{O_2} (по Флешену и Осборну) системы окислов железа, определяющая парциальное давление кислорода для начала кристаллизации гранитов рапакиви

900—950°) оно составляет 10^{-5} — 10^{-8} атм, для овоидных — 10^{-9} — 10^{-11} атм. В условиях такого высокого парциального давления кислорода, согласно рисунку 36, железистый биотит кристаллизоваться не может. Следовательно, в этих условиях кристаллизуются калиевые минералы. Для интерпретации последовательности их выделения может быть с успехом применена система $KAlSi_3O_8$ — $NaAlSi_3O_8$ — SiO_2 — H_2O (Tuttle, Bowen, 1958), поскольку из-за низкого содержания анортитового компонента в плагиоклазе 2-й и 3-й генераций, кварц-полевошпатовая часть гранитов рапакиви близка к составу этой системы.

На рис. 33 изображена равновесная изобарическая диаграмма системы $Ab-Og-Q$, при $P_{H_2O} = 1000 \text{ кг/см}^2$ (соответствующему глубине формирования массива), с нанесенными точками нормативных составов всех разновидностей гранитов рапакиви. Последние концентрируются в центральной части диаграммы вблизи эвтектической линии ортоклаз-кварц. Выборгиты I фазы расположены в поле ортоклаза, граниты II, III и V фаз — в поле кварца. Неравнозернистые биотитовые граниты наблюдаются как в поле ортоклаза, так и в поле кварца. Точки нормативных составов равномернозернистых гранитов второй фазы расположены в левой части поля кварца, а точки овоидных гранитов III и V фаз — в правой. Это свидетельствует о меньшем содержании нормативного ортоклаза в равномернозернистых гранитах. Количественно-минералогический состав равномернозернистых биотитовых гранитов

(табл. 1) также свидетельствует о несколько меньшем содержании ортоклаза в этих гранитах. На рисунке 34 на той же диаграмме изображены средние нормативные составы описываемых гранитов. Дальнейшая кристаллизация различных разновидностей рапакиви зависит от положения точки их среднего нормативного состава на диаграмме $Ab-Og-Q$ и поэтому рассматривается отдельно.

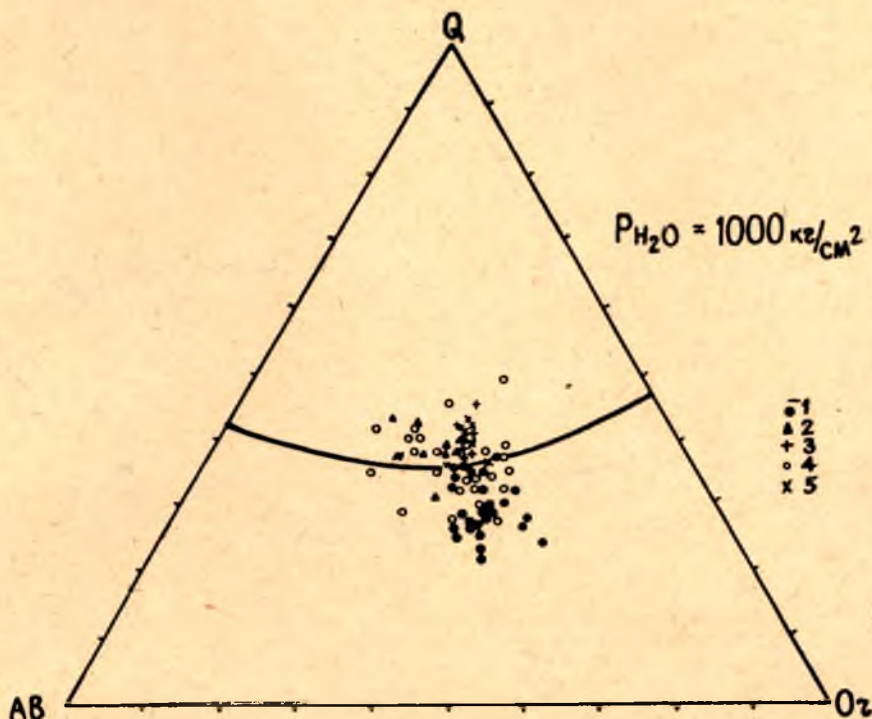


Рис. 33. Распределение нормативных составов гранитов рапакиви Салминского массива на изобарической равновесной диаграмме $Ab-Og-Q$, при $P_{H_2O} = 1000 \text{ кг/см}^2$ по Татлу и Боуэну (О. F. Tuttle, N. L. Bowen, 1958): 1 — выборгит; 2 — равномернозернистый гранит; 3 — питерлит; 4 — неравномернозернистый гранит; 5 — крупноовоидный порфировидный гранит

Кристаллизация равномернозернистых биотитовых гранитов

Согласно положению точки среднего нормативного состава равномернозернистого биотитового гранита на диаграмме $Ab-Og-Q$, первым из магматического расплава начинает кристаллизоваться кварц. Это подтверждается наличием хорошо ограниченных дипирамидальных форм кварцевых зерен в равномернозернистых гранитах. В процессе кристаллизации кварца состав расплава движется в направлении котектической линии ортоклаз-кварц. Когда он достигнет этой линии, совместно с кварцем начнет выделяться богатый натрием ортоклаз, и состав расплава движется в направлении температурного минимума. Судя по положению точки среднего нормативного состава равномернозернистого гранита, расплав достигнет точки минимума, и состав калишпата будет содержать около 50% Ab . Состав природного ортоклаза равномернозернистого гранита колеблется от $Og_{59,3}Ab_{38,7}An_2$ до $Og_{49}Ab_{49}An_2$, что соответствует предполагаемому составу калишпата, исходя из положения точки среднего нормативного состава равномернозернистых гранитов в вышерассмотренной системе.

В процессе кристаллизации расплава падает температура, уменьшается парциальное давление кислорода и увеличивается давление водяного пара. Чтобы проследить характер всех этих изменений и их влияние на кристаллизацию расплава, а также для определения начала кристаллизации аннита, рассмотрим дополнительные диаграммы. На рис. 35 в координатах $P_{H_2O} - t^\circ$ изображены кривая тройного минимума

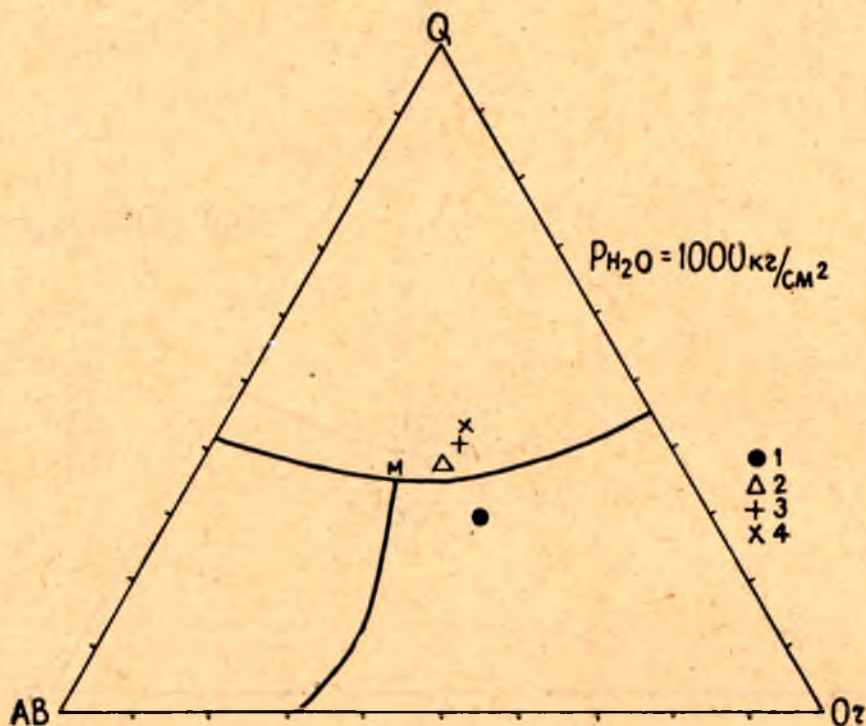


Рис. 34. Средний нормативный состав различных разновидностей гранитов рапакиви Салминского массива, нанесенный на изобарическую равновесную диаграмму Ab—Or—Q при $P_{H_2O} = 1000 \text{ кг/см}^2$ по Татлу и Боуэну (O. F. Tuttle, N. L. Bowen, 1958):

1 — выборгит; 2 — равномернозернистый гранит; 3 — питерлит; 4 — крупноовоидный порфировидный гранит

по Татлу и Боуэну (1958) и аннитовая кривая при P_{O_2} , равном давлению кварц-магнетит-фаялитовой буферной смеси (Х. П. Югстер, 1961). Рассмотрим ход кристаллизации расплава на данной диаграмме. Точка среднего нормативного состава равномернозернистых биотитовых гранитов, согласно вышеописанным условиям начала кристаллизации гранита, займет положение точки x . Отрезок xx_1 соответствует пути кристаллизации расплава в системе Ab—Or—SiO₂ при $P_{H_2O} = 1000 \text{ кг/см}^2$, рассмотренному выше. Точка x_1 соответствует тому моменту, когда фигуративная точка расплава достигнет минимума. Далее кристаллизация будет протекать в направлении точки пересечения тройного минимума и аннитовой кривой. В системе будет одновременно закономерно уменьшаться температура и увеличиваться давление водяного пара вдоль моновариантной кривой тройного минимума. Когда фигуративная точка расплава достигнет точки пересечения аннитовой кривой и тройного минимума, начнет кристаллизоваться аннит. Это произойдет при темпе-

ратуре примерно 665° и P_{H_2O} около 2300 бар. На рассматриваемой диаграмме эта точка является невариантной. Но данная диаграмма не учитывает влияния парциального давления кислорода на процесс кристаллизации, поэтому, чтобы учесть это влияние и установить дальнейший ход кристаллизации, рассмотрим диаграмму $P_{O_2} - t^\circ$ (Х. П. Югстер, 1963) при постоянном P_{H_2O} , равном 2000 бар (рис. 36).

На этой диаграмме изображено поле стабильности аннита в присутствии кварца. Точка D соответствует точке пересечения аннитовой

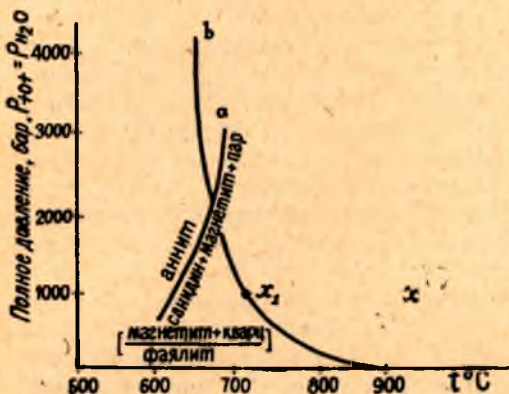


Рис. 35. Диаграмма систем:

a — аннит при P_{O_2} , равном давлению кварц-магнетит-фаялитовой буферной смеси (Х. П. Югстер, 1963); *b* — тройной минимум в системе $KAlSi_3O_8 - NaAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O$ (О. Ф. Tuttle, N. L. Bowen, 1958). В координатах температура — P_{H_2O} . Точка пересечения этих кривых определяет P_{H_2O} для начала кристаллизации биотита безводных разновидностей гранитов рапакиви

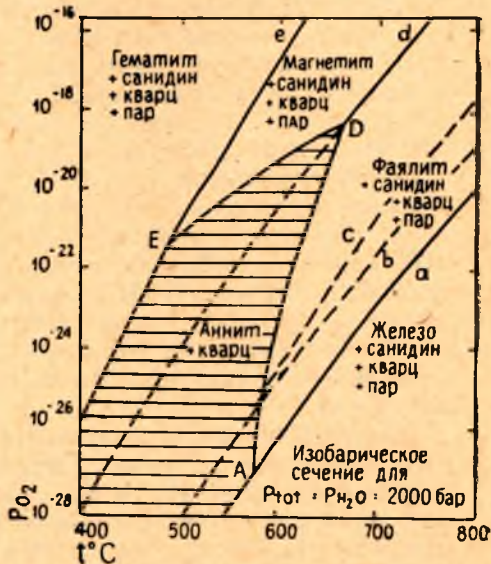
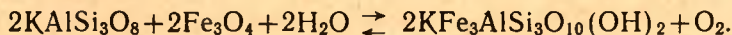


Рис. 36. Изобарическое сечение области стабильности ассоциации аннит + кварц при $P_{\text{полное}} = P_{H_2O} = 2000 \text{ бар}$ по Югстеру точка D отвечает условиям начала кристаллизации биотита безводных гранитов рапакиви.

Кривые *a*, *b*, *c*, *d*, *e* являются $P_{O_2} - T$ -кривыми для следующих буферных смесей: *a* — железо + фаялит + кремнезем; *b* — железо + вюстит; *c* — вюстит + магнетит; *d* — фаялит + магнетит + кремнезем; *e* — магнетит + гематит

кривой и тройного минимума на диаграмме $P_{H_2O} - t^\circ$ (рис. 35). Положение этой точки от прибавления кварца не изменяется, увеличивается лишь поле устойчивости фаялита за счет поля устойчивости аннита. Наивысшая температура, при которой может встречаться аннит совместно с кварцем при таком общем давлении, составляет 665° , по сравнению с 825° при безкварцевой ассоциации (Х. П. Югстер, 1961). Точка D на данной диаграмме дает возможность оценить парциальное давление кислорода, при котором начинает кристаллизоваться аннит. Оно составляет около 10^{-18} атм .

При температуре около 665° и парциальном давлении кислорода 10^{-18} атм калиевый полевой шпат и аннит находятся в равновесии согласно следующей реакции по Х. П. Югстеру (1961):



С понижением температуры и парциального давления кислорода равновесие смещается вправо, и вместо калиевого полевого шпата и магнетита кристаллизуются аннит и кварц. В шлифах постоянно наблюдается замещение калиевого полевого шпата аннитом.

Рассмотренный породак кристаллизации равномернозернистых гранитов свидетельствует о том, что при данном составе расплава калиевый полевой шпат не может кристаллизоваться одновременно с альбитом. Согласно экспериментальным данным О. Ф. Татла и Н. Л. Боуэна (1958) одновременная кристаллизация двух полевых шпатов наступает, когда давление водяного пара достигнет 4000 бар. Вышеприведенное рассмотрение показывает, что при кристаллизации расплава, соответствующего составу магмы равномернозернистых биотитовых гранитов, при давлении водяного пара около 2300 бар совместно с калиевым полевым шпатом начинает кристаллизоваться аннит. При дальнейшем падении температуры (а следовательно и P_{O_2}) кристаллизация калишпата становится невозможной ранее, чем P_{H_2O} достигнет 4000 бар. Таким образом, очевидна несостоятельность теории О. Ф. Татла и Н. Л. Боуэна (1958) об образовании гранитов рапакиви. Как будет показано далее, в случае кристаллизации овоидных гранитов, где биотит содержит некоторое количество магния, калишпат становится неустойчивым еще при более высокой температуре (и более низком P_{H_2O}).

Подытожим последовательность кристаллизации равномернозернистых биотитовых гранитов. Первые кристаллы кварца появляются при температуре выше 900° и P_{O_2} выше 10^{-8} , затем к нему присоединяется калишпат, состав которого меняется в направлении обогащения альбитовым компонентом, пока расплав не достигнет тройного минимума. При температуре около 665° и P_{O_2} около 10^{-18} вместе с калишпатом начинает кристаллизоваться аннит. С понижением температуры и P_{O_2} калишпат становится неустойчив и замещается аннитом. Вместе с аннитом и кварцем кристаллизуется альбит. На одновременность кристаллизации аннита и альбита указывает также тот факт, что там, где присутствует более поздний альбит (лейстовый альбит в неравномернозернистых гранитах, стр. 27), происходит одновременная мусковитизация аннита. В равномернозернистых же гранитах мы нигде такой мусковитизации не наблюдали.

Из рассмотрения процесса кристаллизации равномернозернистых гранитов следует, что процесс этот протекает в широком интервале температур. В магматическую стадию кристаллизуются калишпат и подавляющая часть кварца. Аннит, альбит и некоторая часть кварца заканчивают свою кристаллизацию, по-видимому, уже в гидротермальных условиях. Это согласуется с выводом Е. Ссадецки-Кардоша (1961) о широком температурном интервале кристаллизации магм благодаря процессу транспаризации.

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ ОВОИДНЫХ ГРАНИТОВ

Кристаллизация овоидных разновидностей гранитов рапакиви, как отмечалось ранее (стр. 81), начиналась при более низкой температуре (около 800°) и следовательно при более низком парциальном давлении кислорода (около 10^{-10} атм). В самом начале кристаллизации существовало различие в порядке выделения породообразующих минералов между выборгитами, с одной стороны, и питерлитами и крупновоидными рапакиви с мелкозернистой основной массой, с другой. Фигуративные точки состава выборгитов находятся в поле ортоклаза (рис. 33), следовательно, первой кристаллизующейся фазой является калиевый шпат.

Питерлиты и крупноовоидные рапакиви с мелкозернистой основной массой расположены в поле кварца, и первой кристаллизующейся фазой является кварц.

Это различие порядка выделения минералов в начале кристаллизации зафиксировано в различии эндоконтактовых фаций этих разновидностей гранитов. В отличие от эндоконтактовой разновидности выборгитов, представляющей собой крупноовоидный порфириовидный гранит, где среди мелкозернистой аплитовидной основной массы наблюдаются крупные овоиды калишпата, в приконтактовой части гранитов III и IV фаз овоиды отсутствуют в зоне мощностью в несколько метров (химический состав при этом не меняется). На фоне аплитовидного гранита здесь наблюдаются округлые выделения кварца размером до 0,5 см.

Точки средних составов всех овоидных гранитов рапакиви характеризуются одинаковым содержанием альбитового и ортоклазового компонентов. Состав кристаллизующегося калиевого полевого шпата в этих гранитах, исходя из их положения на диаграмме $Ab-Og-Q$ (рис. 34), должен быть одинаков. Это находится в соответствии с химическим составом калиевого полевого шпата всех овоидных гранитов. Основное отличие между овоидными гранитами рапакиви заключается в различном содержании кварца, что помещает их в разные поля диаграммы.

Знаменателен тот факт, что и в выборгитах, расположенных в поле ортоклаза, и в питерлитах, и крупноовоидных порфириовидных рапакиви, расположенных в поле кварца, мы видим одинаковые по размеру крупные овоиды калиевого полевого шпата. Если образование овоидов в выборгитах представляется естественным, поскольку калишпат здесь является первой кристаллизующейся фазой и пока фигуративная точка расплава достигнет котектической линии $Og-Q$, кристаллизуется только калишпат и имеется достаточно времени, чтобы выросли крупные кристаллы, то образование таких же овоидов из расплавов, находящихся в поле кварца,—явление необычное.

Магматическое происхождение овоидов в питерлитах и крупноовоидных порфириовидных рапакиви не вызывает сомнения. Высокое и устойчивое содержание натрия в калишпате овоидных гранитов указывает на высокую температуру его кристаллизации. Как калишпат вкрапленников, так и калишпат основной массы питерлитов представлены аналогичным промежуточным ортоклазом с одинаковой степенью триклинности (254/9а и 254/9б, рис. 25). Кроме того, о магматической природе овоидов свидетельствует их равномерное распределение в породе и тесная взаимосвязь с основной массой. Как отмечалось выше, в эндоконтактовых фациях питерлитов и крупноовоидных порфириовидных гранитов с мелкозернистой основной массой овоиды отсутствуют, хотя химический состав гранитов этих фаций аналогичен химическому составу гранитов в центральной части этих интрузий. Это объясняется, видимо, тем, что для образования овоидов необходимо медленное понижение температуры расплава. В приконтактовой части, где при соприкосновении с холодными боковыми породами происходит большая теплоотдача и, следовательно, быстрое понижение температуры расплава, овоиды не образуются. С позиций метасоматического происхождения овоидов наличие эндоконтактовых безовоидных зон гранитов необъяснимо.

Из положения средних нормативных составов питерлитов и крупноовоидных порфириовидных рапакиви следует, что первой кристаллизующейся фазой в этих гранитах является кварц. Калиевый полевой шпат начинает кристаллизоваться позднее, после достижения фигуративной точкой расплава котектической линии $Og-Q$. Следовательно, овоиды образуются при одновременной, эвтектической, кристаллизации кварца

и калишпата. Возможно поэтому так часты в овоидах калишпата питерлитов пойкило-пегматитовые включения кварца. Росту крупных зерен калишпата должны способствовать близость состава магмы к составу кристаллизующегося калишпата и медленное охлаждение расплава. Охлаждение расплава крупноовоидных порфиroidных рапакиви с мелкозернистой основной массой происходило быстрее, чем в питерлитах, но еще достаточно медленно, чтобы могли образоваться овоиды. Как отмечалось выше и как видно из рисунка 33, эти разновидности неотличимы по химическому составу. Поэтому они очень похожи на питерлиты промежуточной зоны между центральной частью интрузии и приконтактной безовоидной частью (стр. 14). Характерно в связи с этим строение крупной (мощность 140 м) дайки крупноовоидных порфиroidных рапакиви на левом берегу Тулемайки (стр. 18), где овоиды наблюдаются лишь в узкой центральной зоне.

Одним из главных факторов, наряду с медленным охлаждением, является также соотношение щелочей в магме или, что то же самое, соотношение альбитового и ортоклазового компонента. Для всех овоидных гранитов рапакиви (глава III) свойственно очень устойчивое соотношение щелочей в магме. Отношение K_2O/Na_2O колеблется в небольших пределах, в среднем составляя 1,8—2. Почти такое же отношение Or/Ab наблюдается в кристаллизующемся из этой магмы калишпате.

С момента достижения котектической линии ортоклаз-кварц, кристаллизация всех овоидных гранитов рапакиви (выборгита, питерлита и крупноовоидного порфиroidного гранита) будет проходить одинаково, так как состав биотитов, роговой обманки и плагиоклазов так же, как и состав калиевого полевого шпата, у них одинаков.

Согласно данным Д. Р. Уонса и Х. П. Югстера (1963), биотит, содержащий около 85% аннита, то есть соответствующий биотиту овоидных гранитов, при давлении пара 2046 бар и парциальном давлении кислорода, соответствующем ассоциации кварц—магнетит—фаялит, может находиться в равновесии с калиевым полевым шпатом только при температуре около 750° (рис. 37). Ниже этой температуры калиевый полевой шпат в данной ассоциации становится неустойчивым и вместо него кристаллизуется биотит. Таким образом, наличие даже небольшого количества магния в составе биотита резко сокращает период кристаллизации калиевого полевого шпата. Но если мы сравним количественно-минералогический состав равномернoзернистых биотитовых гранитов со всеми овоидными разновидностями, то убедимся, что последние содержат большее количество калиевого полевого шпата. Более высокое содержание калишпата в овоидных гранитах при значительно более узком интервале кристаллизации можно объяснить лишь очень высокой скоростью кристаллизации калишпата, которая, по-видимому, является главной причиной образования овоидов.

Ниже температуры 750° вместе с биотитом кристаллизуется и роговая обманка, так как железистость ее почти идентична с железистостью биотита. Одновременно с ними кристаллизуется и олигоклаз, поскольку магма еще богата натрием, а температура достаточно высока для кристаллизации олигоклаза. Неустойчивый в этих условиях калишпат замещается плагиоклазом и биотитом. В результате образуются плагиоклазовые каемки вокруг вкрапленников калишпата, количество которых, вероятно, зависит от содержания кальция в магме. В олигоклазовой оболочке нередко наблюдаются неправильные включения биотита, также замещающие калишпат. Таким образом, наши исследования подтверждают представление А. Н. Заварицкого (1937) и В. С. Соболева (1947) о том, что образование плагиоклазовых оболочек происходит в магма-

тическую стадию посредством замещения калиевого полевого шпата плагиоклазом.

При дальнейшем охлаждении расплава, когда наступают условия, соответствующие началу кристаллизации аннита в равномернозернистых гранитах, в оvoidных гранитах также начинают кристаллизоваться аннит и альбит, замещающие более ранние минералы. Кварц выделяется на всем протяжении кристаллизации магматического расплава.

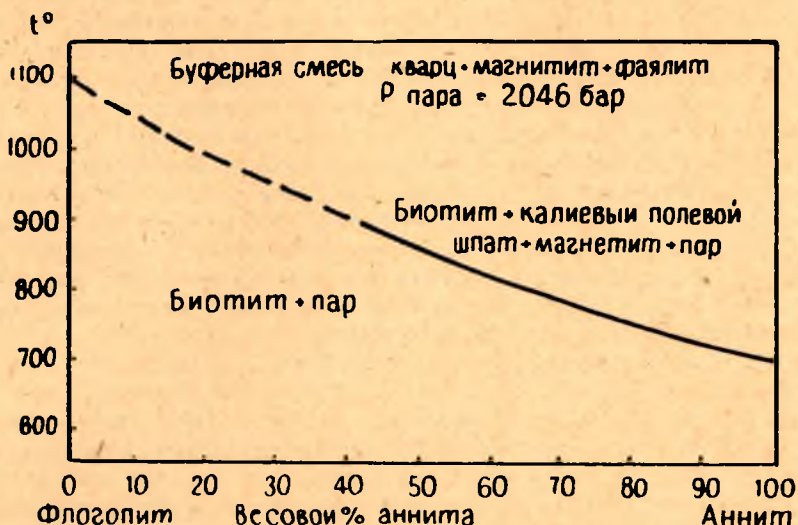


Рис. 37. Зависимость состава биотитов от температуры для разреза флогопит — аннит при постоянном давлении водяного пара, равном 2046 бар, и парциальном давлении кислорода, соответствующем ассоциации кварц — магнетит — фаялит по Уонсону и Югстеру (Д. Р. Уонс и Х. П. Югстер, 1963)

Природа включений в овоидах калишпата

При исследовании гранитов рапакиви постоянно отмечается наличие в овоидах многочисленных включений минералов, входящих в состав основной массы. Включения эти нередко образуют концентрические кольца, напоминающие годовые кольца роста на стволах деревьев. Природа их до сих пор остается загадочной. Наличие включений заставило многих исследователей усомниться в магматическом характере овоидов и высказать предположение об их метасоматическом происхождении.

Вышеизложенное рассмотрение кристаллизации овоидных гранитов свидетельствует о том, что при равновесной кристаллизации калишпат кристаллизуется примерно до температуры 750°, сменяясь затем биотитом, плагиоклазом и роговой обманкой. На диаграмме мы рассматриваем ход кристаллизации расплава при условии идеальной равновесности этого процесса, но в природе такой идеальной равновесности во всех точках расплава никогда не существует. Поэтому, когда температура расплава приближается к 750°, достаточно даже очень небольшого перепада температуры и увеличения P_{H_2O} в какой-либо точке расплава, либо увеличения P_{H_2O} при постоянной температуре, и из той же магмы вместо калиевого полевого шпата будет кристаллизоваться либо биотит, либо роговая обманка, либо олигоклаз, либо одновременно все эти минералы (в зависимости от состава магмы в этом конкретном участке). При вос-

становлении прежних условий вновь кристаллизуется калишпат. Такие нарушения равновесия могут происходить неоднократно. Нарушением равновесия объясняются также изредка встречающиеся внутренние олигоклазовые оболочки в некоторых овоидах.

Кристаллизация неравнозернистых биотитовых гранитов

Неравнозернистые биотитовые граниты, в отличие от всех остальных разновидностей гранитов рапакиви, не обладают постоянством химического состава. Фигуративные точки этих гранитов на диаграмме $Ab-Og-Q$ (рис. 33) расположены как в поле кварца, так и в поле ортоклаза, следовательно, участками кристаллизация магматического расплава может проходить так же, как в равномернозернистых гранитах, участками — как в овоидных разновидностях гранитов. Там, где выделяются участки с устойчивым отношением K_2O/Na_2O , равным 2 (левый берег р. Уксунъёки, в 12 км от устья, центральная часть массива) встречены овоиды калиевого полевого шпата. Некоторые из них содержат олигоклазовые оболочки. В неравнозернистых гранитах встречается также биотит, железистость которого аналогична железистости биотита первой генерации овоидных гранитов.

Для неравнозернистых гранитов, в отличие от остальных разновидностей гранитов рапакиви Салминского массива, свойственна частая фациальная изменчивость. Наблюдаются взаимопереходы порфировидных, среднезернистых и крупнозернистых гранитов. Ранее отмечалось, что порфировидная разновидность неравнозернистых гранитов аналогична порфировидной эндоконтактной разновидности равномернозернистых гранитов. Это свидетельствует о кристаллизации этих гранитов в условиях быстрого падения температуры расплава. Следовательно, кристаллизация неравнозернистых биотитовых гранитов происходит не только при условии непостоянного состава магмы в различных ее частях, но и при условии неравномерного падения температуры. Наблюдая за изменением состава и структуры неравнозернистых гранитов, мы можем проверить действие двух факторов, являющихся определяющими для образования овоидных разновидностей гранитов рапакиви: соотношение щелочей и скорость остывания магматического расплава.

Наблюдения показали, что только в том случае, когда калий преобладает над натрием примерно вдвое и если остывание магматического расплава происходит довольно медленно, при наличии достаточного количества магния в магме рапакиви могут кристаллизоваться овоидные разновидности гранитов.

Кристаллизация акцессорных минералов

Время выделения акцессорных минералов устанавливалось, исходя из взаимоотношения их с породообразующими минералами в петрографических шлифах. Циркон наблюдается в виде кристаллов как призматического, так и игольчатого габитуса. Наиболее распространенным является призматический циркон. Как игольчатый, так и призматический циркон встречаются в виде включений в калиевом полевоом шпате, кварце, роговой обманке и биотите. Наибольшее количество его приурочено к роговой обманке и биотиту первой генерации. Интересно заметить, что включения циркона в кварце и калишпате, выделяющихся в раннюю стадию кристаллизации, редки и характеризуются очень мелкими размерами, в то время как циркон, приуроченный к роговой обманке и био-

тит, встречается в виде крупных кристаллов. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что при кристаллизации магмы рапакиви циркон начинает выделяться одним из первых, но основная его масса кристаллизуется одновременно с роговой обманкой и биотитом. Кристаллизация циркона заканчивается в гидротермальную стадию, так как иногда он развивается по микротрещинкам в зоне катаклаза.

Апатит, как правило, ассоциирует с цирконом. Основная масса его также приурочена к роговой обманке и биотиту первой генерации, хотя в виде мельчайших включений он также наблюдается в кварце и калиевом полевом шпате.

Магнетит является раннемагматическим аксессуарным минералом. Об этом свидетельствуют приуроченность его к кварцу и калишпату и высокое содержание TiO_2 . В заключительную стадию кристаллизации происходила мартитизация магнетита. Образование рутила, видимо, частично связано с высвобождением при этом процессе титана.

Ильменит кристаллизуется как в магматическую, так и в постмагматическую стадию. Наибольшее количество его приурочено к роговой обманке и биотиту, кроме того, он развивается по микротрещинкам в зонах катаклаза.

Сфен так же, как ильменит, циркон, апатит, часто приурочен к темноцветным породообразующим минералам, но наиболее обычен его парагенезис с флюоритом. Вместе с ильменитом и цирконом он развивается по микротрещинкам в зонах катаклаза, при этом наблюдаются псевдоморфозы сфена по ильмениту. Таким образом, он начинает выделяться в конечный этап кристаллизации магмы (в кварце и калишпате включения сфена отсутствуют). Кристаллизация его заканчивается в постмагматических условиях.

Самыми поздними аксессуарными минералами являются флюорит и ортит.

Флюорит обычно занимает интерстиции между зернами породообразующих минералов, либо приурочен к анниту. Флюорит иногда содержит включения циркона.

Ортит обычно образует длиннопризматические кристаллы, от которых в породообразующие минералы отходят радиальные трещины роста. На границе с ортитом деформируется даже аннит. Таким образом, кристаллизация ортита происходила в постмагматическую стадию.

ГЛУБИНА ФОРМИРОВАНИЯ МАССИВА

Глубину формирования массива установить геологическим путем не представляется возможным. Д. И. Горжевским и В. Н. Козеренко (1963) предложена классификация фаций глубинности магматических пород на основании целого ряда косвенных признаков, таких как форма магматических тел, фации регионального метаморфизма вмещающих пород, характер и размеры ореолов контактового метаморфизма, ореолы эндоконтактных изменений структур магматических пород и др. Согласно этой классификации Салминский массив относится к менее глубинной фации группы фаций средних глубин. Авторы следующим образом характеризуют интрузии, относящиеся к этой фации. Преобладающими формами интрузий являются дискордантные батолиты, крупные штоки и дайки. Контактные ореолы обычны и сложены нормальными контактными роговиками, среди которых встречаются биотитовые, биотит-роговообманковые и роговообманково-пироксеновые. Осадочные вмещающие образования относятся по степени регионального метаморфизма

к фации зеленых сланцев. Эндоконтактовые изменения структур интрузивных пород выражаются в развитии вблизи контактов зон мелкозернистых пород. Ширина этих зон составляет несколько метров. Среди жильных пород наблюдаются миаролитовые пегматиты. В известняках образуются пироксен-гранатовые и волластонитовые скарны.

Все вышеперечисленные особенности свойственны Салминскому массиву рапакиви. Глубина формирования интрузивных тел этой фации глубинности определяется Д. И. Горжевским и В. Н. Козеренко ориентировочно в 2—3,5 км.

О ГЕНЕЗИСЕ МАГМЫ РАПАКИВИ

Проблема генезиса магмы рапакиви, как и вообще проблема магмообразования, — сложна и дискуссионна.

подавляющее большинство исследователей считает, что образование рапакиви так или иначе связано с основной магмой. Причиной этому, по-видимому, является пространственная близость основных интрузий и интрузий рапакиви.

В. С. Соболев (1947) считает, что магма рапакиви образовалась в результате частичного выплавления пород под воздействием высокотемпературной основной магмы.

Д. А. Великославинский (1953) рассматривает образование рапакиви как результат кристаллизационной дифференциации основной магмы ассимилировавшей селективно выплавленный ею кислый материал из боковых пород.

А. А. Полканов (1956, 1963), связывая образование гранитов рапакиви, так же, как и вообще гранитов платформенных областей с основной магмой, представляет ход этого процесса следующим образом. Поступая в пределы сиалической коры, подкоровая основная магма вызывала палингенез анхизвтектических гранитов и ассимиляцию этого селективно расплавленного материала с образованием гибридной магмы толеитового типа, характерной для платформенных областей. Затем процессы дифференциации гибридной магмы приводили к последующему формированию основных и гранитных интрузий. Следовательно, появляются граниты 2 типов: палингенные граниты анхизвтектического состава и гранитные, также анхизвтектические массы, образовавшиеся при кристаллизационной дифференциации гибридной магмы толеитового типа (граниты рапакиви). Различие обоих типов магм-пород заключается в том, что во втором типе (рапакиви) сохраняется унаследованное от толеитовой магмы высокое отношение FeO/MgO , которого не имеется в первом типе гранитной магмы.

Существует также точка зрения об отсутствии генетической связи между основными породами и гранитами рапакиви. Впервые такое предположение высказал И. И. Седерхольм (Sederholm, 1928). В дальнейшем Х. Экерман (Eckermann, 1938), изучая поздние дифференциаты основных пород, которые встречаются в ассоциации с рапакиви, установил, что они в отличие от рапакиви богаты натрием.

П. Эскола (Eskola, 1948) указывает, что поздние дифференциаты оливиновых диабазов Сатакунты, находящихся в ассоциации с гранитами рапакиви массива Лайтила богаты натрием, а не калием, как должно было бы быть в случае их генетической связи. На отсутствие генетической связи гранитов рапакиви с основными породами указывает А. Саволахти (Savolahti, 1956, 1962).

В дополнение к полевым наблюдениям, экспериментальные исследования показывают, что магма, содержащая больше калия и кремния, чем в эвтектическом составе гранитной магмы, не может образоваться при кристаллизационной дифференциации из родоначальной базальтовой магмы (Savolahti, 1962).

Одной из характерных черт магмы рапакиви является «сухость» ее. Эту особенность отмечают многие исследователи (Savolahti, 1962). Выше было показано (стр. 83), что сухость магмы рапакиви происходит не от потери воды при внедрении, а является первоначальным свойством ее. В процессе кристаллизации одним из первых выделяется фаялит. Кристаллизация фаялита в условиях высоких температур, характерных для магмы рапакиви, возможна лишь при низком содержании воды в магме. Это весьма характерное свойство магмы рапакиви очень важно для понимания генезиса ее.

Экспериментальные исследования Д. Р. Уонса и Х. Р. Югстера (Wanes, Eugster, 1965) в области синтеза биотитов состава флогопит-аннит позволили этим авторам установить 2 направления кристаллизации гранитов. Направление 1-е представляет магму, насыщенную водой, которая реагирует с этим компонентом и теряет водород во вмещающие породы. В такой ситуации P_{O_2} остается постоянным или несколько увеличивается. Продуктами окончательной кристаллизации будут богатые магнием биотиты и значительное количество магнетита.

Направление 2-е представляет магму, которая вследствие низкого содержания воды буферирована безводными минеральными ассоциациями. Конечным результатом должна быть кристаллизация богатого железом биотита и других железо-магнезиальных силикатов с очень небольшим количеством магнетита.

Кристаллизация рапакиви по всем признакам соответствует второму направлению кристаллизации.

Сделанный Уонсоном и Югстером вывод очень интересен для понимания генезиса гранитов вообще. Выявленная ранее эмпирическим путем закономерность о том, что граниты орогенных областей характеризуются наличием магнезиальных биотитов, а граниты платформенных областей — наличием биотитов высокого железистых (Соболев, 1947; Кутюлин, 1964), получила генетическое объяснение. А именно, кристаллизация гранитов орогенных областей соответствует первому направлению кристаллизации и протекает при постоянном либо увеличивающемся P_{O_2} . Кристаллизация гранитов платформенных областей соответствует второму направлению кристаллизации и протекает при низком содержании воды в условиях буферированной системы. Подобный вывод для основных пород сделан ранее Е. Ф. Осборном (1964). Автор пришел к заключению о существовании двух групп реакционных серий, которые могут представлять 2 крайних пути фракционной кристаллизации базальтовой магмы. Первая группа характеризуется постоянным либо возрастающим парциальным давлением кислорода и применима к кристаллизации оливиновых базальтов орогеновых областей. В этом случае в результате фракционной кристаллизации магмы состава оливинового базальта образуются магматические серии базальтов — андезитов — дацитов. Вторая группа характеризуется низким парциальным давлением кислорода, кристаллизация осуществляется в условиях закрытой системы. Подобная кристаллизация свойственна габроидным расчлененным интрузиям платформенных областей. Кристаллизация идет в направлении обогащения остаточной магмы железом.

Таким образом, для основных пород и гранитов платформенных областей (в частности для гранитов рапакиви) свойственны одинаковые

физико-химические условия кристаллизации. Как основные, так и гранитные магмы платформенных областей характеризуются относительной «сухостью» и кристаллизация их протекает в условиях закрытой буферированной системы.

В связи с вышеизложенным, интересны выводы Н. Ф. Шинкарева (1964) о петрогенезисе субщелочных пород, содержащих железистый оливин. Автор считает, что «...необычная парагенетическая ассоциация высокожелезистых оливинов с «нормальными» минералами кислых и щелочных пород является результатом необычных условий образования исходных магм и их дальнейшей эволюции. Далее Н. Ф. Шинкарев отмечает, что одной из характерных черт химизма гортонолит-фаялитовых пород является относительно высокое содержание калия и указывает на большое сходство в условиях образования субщелочных сиени-тов, содержащих железистый оливин и магматических проявлений, связанных с глубинными породами чарнокитовой формации.

На сходстве последних с гранитами рапакиви хочется остановиться несколько подробнее. Прежде всего поражает сходство членов кислого ряда чарнокитов с гранитами рапакиви. В таблице 18 приводятся химические анализы кислых разновидностей чарнокитов Восточной Антарктиды (Климов, Равич, Соловьев, 1964). Для них так же, как для гранитов рапакиви (табл. 3) характерно преобладание калия над натрием и низкое содержание магния и кальция.

Химический состав антарктических чарнокитов

№ образца	Название породы	Оксиды				
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
1109а	Фаялитовый гранит	69,52	0,58	14,09	0,80	3,39
1002л	Эвлитовый аплитовидный гранит биотитизированный	70,57	0,38	14,21	1,21	1,97
1002н	Пегматоидный амфиболовый гранит . .	70,70	0,34	14,21	0,54	2,75
1002к	Аплит розовый	73,44	0,12	14,25	0,69	0,84

Л. В. Климов, М. Г. Равич и Д. С. Соловьев отмечают очень высокую железистость темноцветных минералов и необычную ассоциацию андезина с большим количеством калиевого полевого шпата для кислых разновидностей чарнокитов. Авторы далее подчеркивают, что специфическими условиями образования чарнокитов по сравнению с условиями образования других пород гранулитовой фации являются не только условия высокой температуры и давления, но и высокая активность калия при низкой активности воды и кислорода.

Для гранитов рапакиви, как отмечалось выше, для ранней стадии их кристаллизации также свойственна низкая активность воды и кислорода и кристаллизация таких минералов как фаялит, высокожелезистый пироксен, андезин. Плагноклаз ранней генерации в рапакиви содержит антипертиты распада и замещается ортоклазом, что свойственно для чарнокитов (F. H. Hubbard, 1965). Железистые амфибол и биотит в гранитах рапакиви кристаллизуются уже на более поздних этапах кристаллизации при более высоком давлении воды.

Принимая во внимание большое сходство кислых разновидностей чарнокитов и гранитов рапакиви как по химическому составу, так и по

характеру слагающих их минералов, можно предположить, что те и другие кристаллизовались из близкой по составу магмы, но в разных условиях глубинности. Имеющиеся между ними различия в минералогическом составе объясняются различными условиями кристаллизации, обусловленными различной глубиной формирования.

Изучение Салминского массива и анализ структурного положения массивов рапакиви Фенноскандии говорит об однотипном структурном положении массивов основных пород и массивов рапакиви. И те и другие приурочены к разломам и связаны с вертикальными перемещениями крупных блоков земной коры. Этим объясняется обычно наблюдаемая пространственная близость их. Формирование массивов рапакиви связано с расколами большой субширотной флексуры, образовавшейся вследствие поднятия области современного Балтийского щита относительно остальной части йотнийской платформы (А. А. Полканов, 1956). Расколы, связанные с перемещением таких крупных структурных единиц, как Балтийский щит и Русская платформа, по-видимому, имеют очень глубокое заложение и не исключено, что причины их образования связаны с изменениями тектонической обстановки в верхних частях мантии.

Структурное положение массивов рапакиви, таким образом, дает возможность предполагать глубинное происхождение магмы рапакиви. В этом отношении очень интересен вывод Г. Д. Афанасьева (1966) о том,

Таблица 18

(район обсерватории Мирный)

весовых %								
MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ZrO ₂	п. п. п.	Сумма
0,07	0,46	1,79	3,23	5,96	0,05	—	0,31	100,25
0,03	0,45	1,35	3,39	5,70	0,02	—	0,54	99,82
0,04	0,50	1,18	3,41	5,60	0,02	—	0,55	99,84
0,02	0,13	0,77	3,94	5,66	—	—	0,25	100,11

что глубинные области магмообразования приурочены к гетерогенной среде. В подтверждение этого вывода автор, в частности, приводит новые данные по физическим свойствам пород. «...Породы различного состава и текстуры при атмосферном давлении значительно сильнее отличаются по упругим свойствам, чем те же горные породы, находящиеся в напряженном состоянии под давлением 1000 кг/см³ и даже при 500 кг/см³. В частности, скорость прохождения упругих волн в гранитах при повышении всестороннего сжатия увеличивается на 30%. Происходит сближение значений скоростей упругих волн». Поверхность Мохоровичича, по мнению Г. Д. Афанасьева, представляет раздел не 2 сред разного петрографического состава, а отвечает уплотнению физического состояния пород переходной зоны вследствие ликвидации поровых и ультрапоровых пустот. Автор приходит к заключению, что до глубины порядка 100 км верхняя оболочка гетерогенна и по типу петрографических ассоциаций близка к той оболочке земли, которая называется корой.

Кроме структурного положения массивов рапакиви, о глубинном происхождении магмы рапакиви свидетельствует целый ряд особенностей гранитов, а выводы Г. Д. Афанасьева о гетерогенном составе

глубинных частей нашей планеты вплоть до глубины 100 км делают реальной возможность образования магмы рапакиви на одной глубине с основной магмой. Этот вывод находится в соответствии с выводом об одинаковых физико-химических условиях кристаллизации гранитов рапакиви и основных интрузий платформенных областей.

На глубинное происхождение магмы рапакиви указывает высокая температура и сухость магмы, нехарактерные для гранитов орогенных областей. Кроме того, магма рапакиви отличается весьма постоянным и специфическим средним химическим составом (табл. 2) и составом отдельных разновидностей рапакиви (табл. 3). Удивительно постоянны состав и железистость темноцветных минералов из различных массивов рапакиви (табл. 12, 13). Все это свидетельствует о том, что магма рапакиви представляет собой особый своеобразный и постоянный тип магмы. В силу перечисленных характерных черт магма рапакиви не может быть производной какой бы то ни было магмы, в том числе и основной.

Салминский массив рапакиви отличается отсутствием пространственной связи с более ранними основными породами, магма которых могла бы служить родоначальной для гранитов рапакиви. Несмотря на то, что массив сформировался в пять интрузивных фаз, какое-либо закономерное изменение состава магмы от первой фазы к пятой, которое бы свидетельствовало о дифференциации единой магмы, отсутствует. Как видно из рис. 20, по содержанию кремния фазы распределяются в следующем порядке: I, IV, V, II, III, то есть самым высоким содержанием кремния отличается III фаза, самым низким — I.

Как указывалось ранее, среди гранитов рапакиви Салминского массива выделяются два генетических типа: овоидные (I, III и V фазы) и безовоидные (II и IV фазы) рапакиви, отличающиеся друг от друга по структуре, химическому и минералогическому составу, температуре и последовательности кристаллизации. При внедрении эти различные типы рапакиви чередуются во времени.

Отношение K_2O/Na_2O в овоидных гранитах колеблется в небольших пределах и в среднем составляет 2. В безовоидных гранитах величина этого отношения непостоянна.

Для безовоидных гранитов рапакиви (II и IV фазы) установлена металлогеническая спецификация относительно олова, бериллия и иттрия, в то время как для овоидных гранитов такая специализация отсутствует. Безовоидные граниты в отличие от овоидных характеризуются высоким содержанием фтора.

Температура начала кристаллизации овоидных гранитов составляет около 850°, безовоидных — около 950°.

Все вышеперечисленные особенности могут быть объяснены, предположив отсутствие родоначальной основной магмы, а также отсутствие единого магматического очага для овоидных и безовоидных гранитов рапакиви.

Вернемся к геологии массива. Хотя в целом магма рапакиви поступала преимущественно с юга-запада, внедрение выборгитов связано с меридиональными вертикальными подвижками, равномернозернистых гранитов — с широтными, а этими разновидностями, как известно, в основном сложен массив. Поэтому не исключена возможность, что разными направлениями направления характеризуются неодинаковой глубиной заложения, и выделенные типы рапакиви (овоидные и безовоидные) могли образоваться в результате плавления близких по составу пород на различной глубине.

ГЛАВА VII. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ НАПРАВЛЕННОСТЬ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАНИТОВ РАПАКИВИ И СВЯЗЬ С НИМИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ

Граниты рапакиви Салминского массива не затронуты процессами гибридизма. На это прежде всего указывает однородный химический и минералогический состав гранитов, почти полное отсутствие ксенолитов в них. Такие акцессорные минералы, как кианит, ставролит присутствуют в незначительном количестве лишь в приконтактных разностях гранитов. Следовательно, общее содержание элементов-примесей, находящихся в гранитах, соответствует их первично-магматической концентрации, то есть содержанию этих элементов в магматическом расплаве в момент его внедрения.

Все разновидности гранитов рапакиви Салминского массива были подвергнуты полуколичественному (и частично количественному) спектральному анализу. При полуколичественном спектральном анализе гранитов рапакиви выявлены Be, Mn, Pb, Sn, Nb, Ga, Mo, V, Ti, Y, Cu, Co, Ni, Zn, Zr, Sr, Ba, Cr. Полученные при анализе содержания отдельных элементов пересчитаны на кларки концентрации — $K_{\text{конц}} = \frac{n}{K}$, где n — весовой % элемента, K — кларк элемента (Виноградов, 1962).

Такие элементы как Mn, V, Ti, Cu, Co, Ni, Cr, Sr, Zn являются недостаточными относительно их кларка во всех разновидностях гранитов, поскольку кларк концентрации их меньше 1. Галлий и цирконий являются избыточными элементами во всех разновидностях гранитов, так как кларк концентрации их больше 1. Бериллий, свинец, иттрий и барий в одних разновидностях рапакиви являются избыточными, в других недостаточными. Наибольшая концентрация редких акцессорных элементов отмечается в гранитах II и IV фаз, то есть в безовоидных гранитах рапакиви. Иттрий и бериллий недостаточными являются в гранитах I и V фаз. Наибольшая концентрация их наблюдается в гранитах II фазы. В противоположность им барий в гранитах I и V фаз является избыточным, а в остальных недостаточным. Свинец избыточен относительно кларка только в гранитах IV фазы. Для Pb и Be выполнены количественные анализы (табл. 19—20).

Кроме различия в количественном содержании ряда элементов, безовоидные граниты отличаются от овоидных содержанием таких элементов как олово и ниобий, которые почти отсутствуют в овоидных гранитах. В безовоидных гранитах эти элементы обнаружены не во всех пробах, но везде в заметных количествах. Кларк концентрации Sn

в большинстве случаев равен 1, ниобия больше 1. Молибден встречается спорадически во всех разновидностях гранитов рапакиви и, как правило, в избыточном количестве относительно кларка его.

Чтобы определить поведение элементов-примесей в процессе кристаллизации магматического расплава, кроме спектральных анализов гранитов в целом, были проанализированы электромагнитная и немагнитная фракции искусственных шлихов. В состав электромагнитной фракции входят в основном роговая обманка и биотит, то есть минералы, кристаллизующиеся в конечный этап кристаллизации гранитов рапакиви. Немагнитная фракция состоит, главным образом, из аксессуарных минералов, среди которых количественно преобладают циркон, флюорит и апатит. Главная масса аксессуарных минералов также кристаллизуется в заключительную стадию кристаллизации породы, причем часть из них, такие как ортит, флюорит — несколько позднее порообразующих минералов.

Анализируя полученные данные и сравнивая содержание элементов-примесей в этих фракциях с содержанием их в гранитах, выявляется целый ряд элементов, которые имеют тенденцию к значительному накоплению в остаточных порциях расплава (точнее раствора). Как показано ранее, кристаллизация магмы рапакиви происходит в большом температурном интервале, при этом магматический расплав постепенно в процессе падения температуры и обогащения водой, переходит в гидротермальный раствор и такие минералы как аннит, альбит и отчасти кварц кристаллизуются в гидротермальных условиях. Элементами, накапливающимися в остаточном растворе являются Sn, Be, Pb, Nb, Mo, Y, La, Ce, Zr. В процессе кристаллизации магмы наблюдается уменьшение содержания как петрогенных элементов (Mg, Al, K, Na, Ti), так и целого ряда рассеянных элементов, таких как Ba, Ga, Ge. Остальные обнаруженные элементы присутствуют в приблизительно равных и незначительных количествах.

Интересно поведение вольфрама. Он спорадически встречается лишь в минералах электромагнитной фракции, причем только в безовоидных гранитах.

Не останавливаясь на рассмотрении поведения целого ряда рассеянных и аксессуарных элементов, которые не имеют принципиального значения, проследим распределение по минералам следующих редких и рудных элементов: Be, Pb, Mo, Y, Nb, Sn. Зная последовательность кристаллизации содержащих их минералов, можно установить общие тенденции в поведении элементов при кристаллизации магмы рапакиви в каждую интрузивную фазу.

Бериллий. Среднее содержание бериллия в безовоидных гранитах II и IV фаз составляет соответственно 0,00073% и 0,001%, в овоидных гранитах I, II и V фаз соответственно 0,0003%, 0,00057% и 0,00046%, то есть в безовоидных гранитах бериллия в среднем в 2 раза больше, чем в овоидных. В гранитах всех интрузивных фаз он содержится в полевых шпатах, роговой обманке, биотите и цирконе (табл. 19).

В овоидных гранитах (I, II и III фаз) ни в одном из перечисленных минералов бериллий не обнаруживает сколько-нибудь заметных концентраций. В безовоидных гранитах (II и IV фаз) четко выделяется минерал-концентратор циркон, в котором содержание бериллия в 16 раз превышает его кларк. Минералом-носителем здесь является плагиоклаз, в котором содержание бериллия в два раза больше кларка. В проточках берилл не обнаружен, однако был встречен мелкий кристаллик берилла в миаролитовой пустотке в равномернозернистых гранитах.

Таблица 19

Среднее содержание бериллия в минералах рапакиви, %

Минерал	I фаза	II фаза	III фаза	IV фаза	V фаза
Калишпат	0,00240	0,00040	0,00020	0,00056	0,00025
Плаггиоклаз	0,00054	0,00130	0,00065	0,00150	0,00085
Кварц	—	0,00003	—	0,00020	—
Биотит	0,00016	0,00050	0,00044	0,00100	0,00020
Магнетит	—	0,00007	—	—	—
Флюорит	0,00010	0,00020	0,00020	0,00030	0,00010
Циркон	0,00200	0,01000	0,00065	0,01000	0,00100
Роговая обманка .	0,00065	0,00100	0,00065	0,00065	0,00100

Таблица 20

Содержание свинца в гранитах рапакиви
(количественный спектральный анализ)

Выборгит		Равномернозернистый гранит		Питерлит		Неравномернозернистый гранит		Крупноовоидный порфиroidный гранит	
№ образца	%	№ образца	%	№ образца	%	№ образца	%	№ образца	%
152/4	0,0020	197	0,0020	250	0,0033	172	0,0019	273/4	0,0014
268/1	0,0027	155	0,0021	249	0,0016	173	0,0025	272	0,0024
130/1	0,0021	230	0,0019	296/1	0,0028	174	0,0028	286/2	0,0024
283	0,0024	168	0,0020	Ср.	0,0026	175	0,0050	271	0,0013
269	0,0075	198	0,0019	—	—	176	0,0051	274	0,0020
135	0,0019	160	0,0021	—	—	162	0,0023	273/5	0,0022
282	0,0017	181/2	0,0035	—	—	165	0,0028	273/3	0,0070
134	0,0021	240	0,0019	—	—	266	0,0031	Ср.	0,0027
Ср.	0,0024	223	0,0024	—	—	222	0,0026	Аплит	
—	—	236a	0,0018	—	—	Ср.	0,0031	2366	0,0016
—	—	193	0,0034	—	—	—	—	—	—
—	—	Ср.	0,0023	—	—	—	—	—	—

Свинец. Согласно результатам количественного спектрального определения (табл. 20), свинец содержится в приблизительно равном количестве во всех разновидностях гранитов рапакиви. Значительная часть его концентрируется в калишпате, причем также в приблизительно равном количестве (табл. 21).

В более поздних минералах распределение свинца также неравномерно, поэтому имеющиеся единичные полуколичественные анализы этих минералов не позволяют составить правильного представления о его поведении в конечных этапах кристаллизации. Повышенное содержание свинца в электромагнитной и немагнитной фракциях шлихов свидетельствует о накоплении этого элемента в остаточном расплаве. Минералы свинца нами не обнаружены.

Таблица 21

Среднее содержание свинца в минералах рапакиви, %

Минерал	I фаза	II фаза	III фаза	IV фаза	V фаза
Калишпат	0,1700	0,0800	0,0700	0,1100	0,0890
Плагиоклаз	0,2800	0,0060	0,0420	0,0065	0,0065
Кварц	0,0003	—	—	—	—
Биотит	0,0033	0,0090	0,0075	0,0065	0,0011
Магнетит	0,0004	0,0013	0,0018	0,0020	0,0015
Флюорит	—	—	0,0065	0,0100	—
Циркон	0,0020	0,0020	0,0048	0,0030	—
Роговая обманка . .	0,0008	0,00065	0,0010	0,00065	0,0100

Молибден входит главным образом в состав магнетита и биотита, где он, по-видимому, изоморфно замещает титан (табл. 22).

Таблица 22

Среднее содержание молибдена в минералах рапакиви, %

Минерал	I фаза	II фаза	III фаза	IV фаза	V фаза
Калишпат	—	—	—	—	—
Плагиоклаз	—	—	—	—	—
Кварц	—	—	—	—	—
Биотит	—	0,00190	—	0,00100	—
Магнетит	0,00100	0,00161	0,00250	0,00122	0,00015
Циркон	—	—	—	—	—
Флюорит	—	—	0,00065	—	—
Роговая обманка . .	—	—	—	—	—

Наиболее обогащен молибденом биотит равномернозернистых гранитов. В этих же гранитах встречены единичные знаки молибдена.

Таблица 23

Среднее содержание иттрия в минералах рапакиви, %

Минерал	I фаза	II фаза	III фаза	IV фаза	V фаза
Калишпат	—	0,00026	—	0,0005	—
Плагиоклаз	0,005	—	—	—	0,0003
Кварц	—	—	—	—	—
Биотит	0,002	—	0,019	0,0030	—
Магнетит	—	0,00040	—	—	—
Циркон	0,650	0,65000	0,650	0,0065	0,6500
Флюорит	0,030	0,65000	0,020	0,6500	0,0200
Роговая обманка . .	0,023	0,03000	0,025	0,0300	0,0200

Иттрий сконцентрирован главным образом в цирконе и флюорите (табл. 23), то есть в минералах, кристаллизующихся в заключительный этап образования гранитов рапакиви и в меньшей мере в роговой обманке. Главным концентратором иттрия в овоидных гранитах рапакиви (I, III и V фаз) является циркон, в безовоидных (II и IV) — циркон и флюорит.

Флюорит содержит 0,03—0,1% иттрия.

Ниобий встречается спорадически и концентрируется главным образом в биотите.

Олово в небольших количествах обнаружено во всех проанализированных минералах, за исключением кварца, но основным концентратом его является биотит (табл. 24).

Олово в биотите каждой отдельной фазы распределено довольно равномерно, но количественное содержание его в биотитах разных интрузивных фаз неодинаково. Биотиты безовоидных гранитов богаче оловом, чем биотиты овоидных гранитов. Согласно В. Л. Барсукову (1957, 1964), биотит является наиболее чувствительным из породообразующих минералов, который отражает общую первичную оловоносность магматиче-

Таблица 24

Среднее содержание олова в минералах рапакиви, %

Минерал	I фаза	II фаза	III фаза	IV фаза	V фаза
Калишпат	0,00054	0,00020	0,00027	0,00031	0,0001
Плагиоклаз	0,00070	0,00015	0,00015	0,00032	0,0007
Кварц	—	—	—	—	—
Биотит	0,00190	0,00620	0,00200	0,02000	0,0010
Магнетит	0,00025	0,00370	0,00110	0,00088	0,0005
Циркон	—	—	0,00320	—	—
Флюорит	—	—	0,00030	0,00065	—
Роговая обманка	0,00030	0,00100	0,00100	0,00100	0,0010

ского очага и является «индикатором» оловоносности гранитов. По данным этого автора, олово в биотитах оловоносных гранитов содержится в количестве от 60—80 до 300—400 г/т, тогда как в «неоловоносных» гранитах содержание олова в биотитах не превышает 30—50 г/т.

Если исходить из этого признака, то безовоидные граниты рапакиви Салминского массива следует отнести к оловоносным гранитам, овоидные — к неоловоносным. Такое разделение, видимо, оправдывает себя, поскольку все известные рудопоявления олова у контактов Салминского массива сконцентрированы у его западного контакта, где развиты безовоидные граниты рапакиви II и IV фаз и отсутствуют у восточного контакта, в экзоконтактах выборгитов.

Из вышеизложенного следует, что состав элементов-примесей во всех разновидностях гранитов примерно одинаков, но количественное содержание Be, Sn, Y закономерно изменяется от фазы к фазе. В гранитах I, III и V фаз оно значительно ниже, чем в гранитах II и IV фаз. Содержание этих элементов в минералах гранитов I, III и V фаз обычно не превышает их кларк, тогда как в гранитах II и IV фаз выделяются

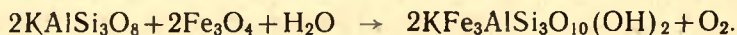
минералы носители и минералы концентраты этих элементов. Таким образом, есть все основания считать, что существует первично-магматическая специализация безовоидных гранитов II и IV фаз относительно бериллия, олова и иттрия.

В. С. Коптев-Дворников и другие (1960), используя обширный опыт геохимического исследования гранитов и установления критериев генетической связи рудообразования с ними во многих районах Советского Союза, указывают, что среди различных оценочных признаков потенциальной рудоносности интрузивов важнейшую роль играет петрографический состав пород разных фаций и фаз интрузивов. Авторы отмечают, что очень благоприятным для поисков редкометальных месторождений являются: а) районы, где встречаются интрузии, породы которых обогащены флюоритом и обнаруживают резко выраженную специфику общего содержания элементов-примесей и содержания их в цветных и аксессуарных минералах; б) интрузии, в породах которых отмечаются явления газовой дифференциации с образованием миароловых текстур, фациальных пегматитов.

Оба эти признака характерны для безовоидных гранитов II и IV фаз и нехарактерны для овоидных гранитов I, III и V фаз Салминского массива рапакиви.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ НАПРАВЛЕННОСТЬ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМЫ БЕЗОВОИДНЫХ ГРАНИТОВ

В магматическом расплаве равномернозернистых гранитов рапакиви, после того как перешел в твердую фазу надэвтектический избыток SiO_2 (стр. 85), щелочность расплава довольно высока, так как более щелочной катион K^{1+} резко преобладает над натрием. Этой стадии свойственны высокая температура и высокое парциальное давление кислорода. С кристаллизацией калиевого полевого шпата понижается щелочность расплава. Одновременно, в процессе кристаллизации происходит понижение температуры и, следовательно, парциального давления кислорода и повышение парциального давления водяного пара. При температуре около 665° , $P_{\text{H}_2\text{O}}$ около 2300 бар и $P_{\text{O}_2} = 10^{-18}$ атм вместо калишпата начинает кристаллизоваться аннит согласно следующей реакции:



Одновременно с аннитом, как показано ранее, кристаллизуется альбит и некоторое количество кварца.

Замена аниона AlSi_3O_8 на анион $\text{AlSi}_3\text{O}_{10}$, обладающий более высокой кислотностью, свидетельствует о возросшей кислотности расплава. В этот период кристаллизуется большая масса аксессуарных минералов. О повышающейся кислотности расплава в конечных этапах кристаллизации свидетельствует замещение K^{1+} на $(\text{H}_3\text{O})^{1+}$ в анните и мартитизация магнетита. В остаточном расплаве концентрируется также фтор, о чем свидетельствует высокое содержание флюорита в безовоидных гранитах. Концентрация фтора также способствует повышению кислотности.

В этих условиях калиевый полевой шпат неустойчив и замещается аннитом и альбитом. В остаточных порциях жидкости накапливается ряд редких и рудных аксессуарных элементов, среди которых количественно преобладают иттрий, бериллий, олово.

В настоящее время считается общепризнанным, что олово и бериллий переносятся с помощью фтористых комплексных соединений (Беус, 1961, 1963; Беус, Соболев, Диков, 1963; Беус, Соболев, 1964; Барсуков, 1957, 1964 и др.). А. А. Беус указывает, что образование пневматолитических и гидротермальных месторождений вольфрама, олова, молибдена и бериллия совпадают во времени и пространстве. А. А. Беус, Б. П. Соболев, Ю. П. Диков (1963) на основании экспериментальных исследований и наблюдений, полученных при изучении месторождений бериллия, пришли к выводу, что выделение его в твердую фазу обусловлено нейтрализацией первоначально кислых растворов в результате их взаимодействия с вмещающими породами.

В экзоконтактовой зоне безовоидных гранитов рапакиви Салминского массива рудопоявления олова и бериллия приурочены к скарнам и карбонатным породам, в которых содержится заметное количество флюорита. Это дает основание предполагать, что поступавшие из интрузии фтористые комплексные соединения бериллия и олова, встречая на своем пути богатые кальцием породы, распадались с образованием флюорита и минералов олова и бериллия.

Геохимическая направленность кристаллизации магмы овоидных гранитов принципиально аналогична вышеописанной. Отсутствие рудопоявлений олова и бериллия, связанных с этими гранитами, обусловлено, по-видимому, с одной стороны, более низким содержанием этих элементов в магме овоидных гранитов, с другой стороны,— более низким содержанием фтора в остаточной жидкости.

Вышеизложенное однозначно свидетельствует о геохимической специализации магмы безовоидных гранитов относительно олова и бериллия. Что же касается полиметаллических и железорудных месторождений, то проведенные исследования заставляют усомниться в существовании генетической связи их с гранитами рапакиви.

Свинец. Поведение свинца в процессе кристаллизации магмы рапакиви не дает основания предполагать наличия генетической связи свинцового оруденения с гранитами рапакиви. Прежде всего отсутствует специализация какой-либо фазы гранитов относительно свинца. Несмотря на разные физико-химические условия образования магмы овоидных и безовоидных гранитов, содержание свинца в них почти одинаково. Значительная часть свинца рассеивается в ортоклазе, кристаллизующемся одним из первых. И хотя в целом наблюдается некоторое накопление свинца на конечных этапах кристаллизации, одного этого обстоятельства недостаточно для предположения генетической связи между существующими рудопоявлениями и гранитами рапакиви, так как некоторое накопление свинца в остаточном расплаве свойственно большей части гранитов. В гранитах рапакиви отсутствуют акцессорные минералы свинца. Небезынтересен тот факт, что, по определению Т. Г. Сахама (Sahama, 1945), биотитовый сланец ладожской серии в удалении от контакта обладает более высоким содержанием свинца, чем гранит рапакиви. Кроме того, о более древнем возрасте свинцового оруденения убедительно свидетельствуют исследования А. П. Виноградова, Л. С. Тарасова, С. И. Зыкова (1959).

Цинк. Что касается цинка, то магма рапакиви относительно этого элемента почти стерильна. В незначительном количестве он обнаружен лишь в биотите. Этот факт делает излишней постановку вопроса о генетической связи цинкового оруденения с гранитами рапакиви.

Железо. Во вмещающих породах в приконтактной зоне Салминского массива как на контакте с овоидными, так и с безовоидными гранитами рапакиви обнаружен целый ряд магнетитовых рудопроявлений. Эти рудопроявления, по нашему мнению, также не имеют генетической связи с гранитами рапакиви. На это указывает прежде всего очень низкое содержание TiO_2 в магнетите вмещающих пород (1,85—1,89%) в сравнении с магнетитом гранитов рапакиви. Последний кристаллизуется в начальную стадию кристаллизации магмы рапакиви до начала выделения аннита. В конечную стадию кристаллизации имеющееся в магме железо идет на образование аннита. Эти рудопроявления известны как на контакте с овоидными, так и безовоидными гранитами, в то время как в выборгитах, слагающих всю юго-восточную часть массива, содержание магнетита крайне низко, о чем свидетельствует отрицательная магнитная восприимчивость этих гранитов, низкое содержание магнетита в протолочках этих гранитов и отрицательное магнитное поле над выборгитами.

О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГРАНИТОВ РАПАКИВИ САЛМИНСКОГО МАССИВА В КАЧЕСТВЕ ПОЛЕВОШПАТОВОГО СЫРЬЯ

Реконгносцировочные работы, проведенные А. С. Пекки (Пекки, Куулмала, 1965) в пределах Салминского массива летом 1961 года, позволили прийти к заключению о возможности выявления среди Салминского массива рапакиви месторождения кварц-полевошпатового сырья для тонкой керамики, электрокерамики и абразивов.

Особенности гранитов рапакиви, благоприятные для использования их в качестве полевошпатового сырья, можно подразделить на структурно-геологические, минералогические и химические.

Структурно-геологические особенности. Для Салминского массива гранитов рапакиви свойствен глубокий эрозионный срез. Ксенолиты вмещающих пород встречаются лишь в узкой приконтактной зоне, мощность которой не превышает первые десятки метров. Это обусловило постоянный минералогический и химический состав гранитов и почти полное отсутствие гибридности. Установленное многофазное строение массива позволило целенаправленно вести поиски, выявить определенные закономерности распределения различных разновидностей гранитов рапакиви, отличающихся постоянным химическим и минералогическим составом, по площади массива.

Минералогические особенности. Из таблицы 1, где представлен количественно-минералогический состав гранитов рапакиви Салминского массива, следует, что все разновидности гранитов являются существенно калишпатовыми. Калиевый полевой шпат составляет, как правило, свыше 50% породы, в то время как плагиоклаз — немногим более 10%. Темноцветные минералы составляют менее 5% породы. Своеобразной особенностью гранитов является идиоморфизм кварцевых зерен. В обычном граните ксеноморфный кварц как бы скрепляет зерна породообразующих минералов; в гранитах рапакиви, где кварц в основном идиоморфный, зерна породообразующих минералов скреплены слабее, чем, видимо, и объясняется большая склонность рапакиви к выветриванию. Это свойство должно способствовать отделению кварца от полевых шпатов при технологическом обогащении гранитов.

Овоиды калиевого полевого шпата в гранитах рапакиви Салминского массива в отличие от аналогичных гранитов других массивов (в част-

ности Выборгского) почти не содержат включений. Плагноклазовые оболочки здесь также довольно редки. Наличие небольшого содержания включений в овоидах и редких плагноклазовых оболочек также весьма благоприятно для обогащения.

Химические особенности. В процессе изучения химизма гранитов рапакиви было установлено, что для гранитов каждой интрузивной фазы характерно определенное соотношение щелочей. Исключение представляют лишь неравномернозернистые граниты IV фазы (табл. 4). В овоидных разновидностях гранитов рапакиви отношение K_2O/Na_2O приближается к 2, колеблясь в небольших пределах: (выборгиты — от 1,9 до 2,9, питерлиты — от 1,8 до 2, крупноовоидные порфировидные граниты — от 1,7 до 2,2). В равномернозернистых гранитах отношение K_2O/Na_2O колеблется от 1,3 до 2,0, в среднем составляя 1,6, то есть является самым низким в сравнении с другими разновидностями. Низкое значение этого отношения в сравнении с овоидными разновидностями гранитов при близком количественно-минералогическом составе обусловлено более грубопертитовым характером калиевого полевого шпата в равномернозернистых гранитах II фазы. Все это делает равномернозернистые граниты непригодными для использования в качестве полевошпатового сырья.

В неравномернозернистых биотитовых гранитах IV фазы в приконтактовых частях массива наблюдается частое и незакономерное колебание отношения K_2O/Na_2O . В центральной части его, на левобережье р. Уксуньёки, выделяется участок, где это отношение довольно устойчиво и в среднем равно 2.

Таким образом, наиболее перспективными, как источник полевошпатового сырья с соотношением K_2O/Na_2O более 2, являются выборгиты, питерлиты, крупноовоидные порфировидные граниты рапакиви с мелкозернистой основной массой. Среди неравномернозернистых гранитов возможно выявление участков с устойчивым высоким отношением K_2O/Na_2O .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подытоживая результаты проведенных исследований можно привести следующие наиболее важные выводы по геологии и петрологии Салминского массива рапакиви и связи с ним полезных ископаемых.

1. Образование Салминского массива происходило в верхнепротерозойское время в условиях платформы. Механизм кинематики земной коры в эту эпоху и формирования массивов рапакиви, установленный А. А. Полкановым (1955) для южной части Балтийского щита, полностью объясняет все особенности Салминского массива.

2. Салминский массив, находясь в южной части Балтийского щита, приурочен к области, сочленения Восточно-Финляндской синклинорной зоны и Восточно-Финляндской антиклинорной зоны (К. О. Кратц, 1963) и залегает на продолжении глубинного разлома, служащего тектоническим швом для этих структур. Массив резко вытянут в северо-западном направлении согласно простиранию глубинного разлома. По отношению к структурам вмещающих пород он является дискордантным и конформным к своему контакту.

3. Формирование Салминского массива протекало в 5 интрузивных фаз. Все интрузивные фазы являются первично-паракристаллическими, что свидетельствует о том, что процесс кристаллизации магмы сопровождался ее движением. Граниты рапакиви обладают трахитоидностью

и линейностью, выраженными ориентированным расположением части кристаллов калишпата в этих породах.

Внедрение магмы рапакиви происходило одновременно с тектоническими подвижками.

Первая интрузивная фаза проявилась в образовании крупного пластообразного интрузивного тела выборгитов, слабо наклоненного в юго-западном направлении. Магма рапакиви поступала с юго-запада вдоль наклоненной в юго-западном направлении плоской поверхности.

Во вторую интрузивную фазу одновременно с внедрением магмы, по-видимому, происходило опускание северной части массива выборгитов (в настоящем эрозионном срезе перекрытой равномернозернистыми гранитами II фазы) по разлому в зоне южного контакта равномернозернистых гранитов с выборгитами. Магма равномернозернистых гранитов поступала вдоль северного и северо-западного контактов выборгитовой интрузии и затем распространялась по ее почти горизонтальной поверхности.

В третью интрузивную фазу сформировалась небольшая, наклоненная на север интрузия питерлитов.

Формирование Салминского массива в основном завершилось в четвертую фазу внедрением неравномернозернистых биотитовых гранитов. Полого залегающая на гранитах трех ранних фаз у западного контакта массива и полого падающая в сторону вмещающих пород, неравномернозернистые граниты представляют собой верхнюю прикровельную часть массива.

В пятую интрузивную фазу внедрение магмы происходило вдоль трещин отдельности ранее сформированных гранитов, в результате чего образовались как полого, так и крутозалегающие трещинные интрузии небольших размеров. Глубина формирования массива составляет ориентировочно 2—3,5 км.

4. По петрографическим особенностям граниты рапакиви Салминского массива подразделяются на безовоидные и овоидные. Каждая из пяти фаз представлена, как правило, одним из двух типов рапакиви. При этом устанавливается закономерное чередование по фазам овоидных гранитов рапакиви (граниты I, III и V фаз) с безовоидными (граниты II и IV фаз).

5. Между безовоидными и овоидными типами рапакиви существуют различия в структуре, составе и особенностях кристаллизации. Безовоидные граниты рапакиви характеризуются отсутствием овоидов калиевого полевого шпата в отличие от овоидных рапакиви. По составу темноцветных минералов они являются существенно биотитовыми, в отличие от биотит-роговообманковых овоидных гранитов.

Сложность взаимоотношений породообразующих минералов гранитов рапакиви обусловлена главным образом наличием нескольких генераций отдельных минералов и реакционными взаимоотношениями между полевыми шпатами. Исходя из наблюдений над взаимоотношением породообразующих минералов, устанавливается следующая последовательность выделения породообразующих минералов: в овоидных гранитах рапакиви первым выделяется плагиоклаз № 28—42, затем кварц и ортоклаз, замещающий плагиоклаз первой генерации. В следующий этап вместе с кварцем кристаллизуются кислый олигоклаз, замещающий ортоклаз и образующий оболочки, биотит первой генерации, также замещающий ортоклаз, и роговая обманка. Последними кристаллизуются кварц, антит и альбит.

Кристаллизация безовоидных гранитов рапакиви отличается главным образом тем, что здесь выпадает целый этап кристаллизации, характе-

ризующийся в овоидных гранитах выделением кислого олигокзала, образующего оболочки, роговой обманки и биотита первой генерации.

6. Химический состав гранитов рапакиви Салминского массива весьма близок к среднему составу гранитов рапакиви Фенноскандии. Для гранитов рапакиви устанавливается зависимость величин alk , al и fm от величины Si . С увеличением Si величины al и alk увеличиваются, а величина fm уменьшается. Величина Si является относительно постоянной. Величина Si от первой фазы к пятой изменяется незакономерно, что указывает на отсутствие дифференциации при кристаллизации магмы рапакиви.

Химический состав выборгита и питерлита Салминского массива очень близок составу аналогичных типов рапакиви Выборгского массива.

Различие в химическом составе между отдельными интрузивными фазами заключается, главным образом, в различном значении отношения K_2O/Na_2O . В овоидных гранитах рапакиви оно в среднем составляет около 2, в равномернозернистых — 1,6, в неравномернозернистых гранитах колеблется в широких пределах (от 1,3 до 2,6).

7. Граниты рапакиви Салминского массива при внедрении оказывали высокотемпературные контактовые воздействия на вмещающие породы. Существует определенное различие в характере контактового метаморфизма, связанного с овоидными и безовоидными гранитами. Овоидные граниты рапакиви оказывают на вмещающие породы в основном термальное воздействие, в то время, как безовоидные — термально-метасоматическое воздействие.

8. Температура начала кристаллизации гранитов рапакиви значительно выше, чем температура начала кристаллизации других типов гранитов. Существуют определенные температурные различия при кристаллизации овоидных и безовоидных гранитов рапакиви. Кристаллизация овоидных гранитов начинается при температуре порядка 800—900°, безовоидных — 900—1000°.

9. Одной из характерных особенностей гранитов рапакиви является присутствие в их составе железистых силикатов (фаялит, геденбергит, железистая роговая обманка, железистый биотит) и окислов железа (магнетит, гематит). Такая ассоциация минералов свидетельствует о влиянии парциального давления кислорода на ход кристаллизации магмы рапакиви.

10. Подробное изучение состава минералов рапакиви и использование результатов новейших экспериментальных исследований позволило установить следующую последовательность кристаллизации для различных типов рапакиви.

Кристаллизация как овоидных, так и безовоидных гранитов рапакиви, начиналась с выделения фаялита, геденбергита и андезина. Выде-

Этапы кристаллизации	Овоидные граниты (выборгит, питерлит, крупновоидный порфиroidный гранит)	Равномернозернистый гранит
I	Фаялит, геденбергит, плагиоклаз № 28—42	Фаялит, геденбергит, плагиоклаз № 28—42
II	Кварц, магнетит, ортоклаз	Кварц, магнетит, ортоклаз
III	Олигоклаз № 13—26, роговая обманка, биотит (85% аннита)	—
IV	Аннит, кварц, альбит, большая часть аксессуарных минералов	Аннит, кварц, альбит, большая часть аксессуарных минералов

ление последнего зависит от содержания кальция в магме. Этот этап кристаллизации протекает при высокой температуре в условиях относительной «сухости» магмы. При дальнейшей кристаллизации и насыщении магмы водой фаялит становится неустойчив, и вместо него кристаллизуются магнетит и кварц. Этим начинается второй этап кристаллизации. В зависимости от состава системы первыми могут начинать выделяться либо кварц, либо ортоклаз, но в дальнейшем они кристаллизуются одновременно.

На продолжительность этого этапа решающее влияние оказывает содержание магния в магме. В равномернозернистых гранитах рапакиви, бедных магнием, кристаллизация ортоклаза продолжается вплоть до температуры 665° , то есть практически, когда большая часть магмы уже выкристаллизовалась. Ниже этой температуры, при P_0 , ниже 10^{-18} атм вместо ортоклаза кристаллизуется аннит и альбит, замещающие ортоклаз, который в этих условиях неустойчив.

При более высоком содержании магния (в овоидных гранитах рапакиви) кристаллизация первой генерации биотита, содержащего около 85% аннита начинается при температуре около 750° . Биотит данного состава находится в равновесии с ортоклазом только при температуре около 750° . Ниже этой температуры вместо ортоклаза кристаллизуются биотит, содержащий около 85% аннита, роговая обманка и олигоклаз. Последний замещает ортоклаз, образуя оболочки.

Этот, отсутствующий в равномернозернистых гранитах, этап кристаллизации оказывает решающее влияние на формирование структуры гранита.

С падением температуры и парциального давления кислорода при наступлении соответствующих условий вместо олигоклаза, роговой обманки и биотита (состава около 85% аннита) кристаллизуется чистый аннит и альбит, как и в равномернозернистых гранитах.

В неравномернозернистых гранитах, которым свойственно непостоянство состава, ход кристаллизации идет преимущественно как в равномернозернистых гранитах, но участками, при соответствующем составе и условиях кристаллизации, — как в овоидных гранитах.

11. Образование овоидов зависит главным образом от соотношения щелочей и от скорости охлаждения магмы и протекает в условиях равновесной кристаллизации магмы. Овоиды образуются в том случае, когда отношение K_2O/Na_2O приближается к двум в условиях медленного охлаждения магмы.

12. Внутренние олигоклазовые оболочки и включения олигоклаза, биотита и роговой обманки в овоидах ортоклаза образуются благодаря нарушению равновесия в процессе кристаллизации.

13. Высокая температура магмы рапакиви, значительно более высокая, чем температура магмы других типов гранитов, и относительная «сухость» ее в начале кристаллизации предполагают значительно большую глубину образования магмы рапакиви, чем глубина, соответствующая высокотемпературным ступеням амфиболитовой фации, на которой образуется подавляющая часть гранитной магмы.

Кристаллизация осуществлялась в условиях закрытой буферированной системы и протекала равновесно в широком температурном интервале.

14. Установлена первично-магматическая специализация безовоидных гранитов рапакиви Салминского массива относительно бериллия, олова и иттрия, отсутствующих для овоидных гранитов рапакиви.

15. Среди полезных ископаемых имеющих в приконтактовой зоне

Салминского массива, генетическую связь с гранитами рапакиви обнаруживают акцессорные олово и бериллий, причем только с безовоидными гранитами рапакиви. Полиметаллические и железорудные месторождения, имеющиеся во вмещающих породах вблизи массива рапакиви, исходя из петролого-геохимического исследования гранитов рапакиви, не имеют генетической связи с последними.

16. Овоидные и частично неравномернозернистые граниты рапакиви обладают всеми необходимыми свойствами для того, чтобы после обогащения дать высококачественное кварц-полевошпатовое сырье для керамической и электрокерамической промышленности.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г. Д., 1966. Новые данные о соотношении земной коры и верхней мантии. Изв. АН СССР, сер. геол. № 11.
- Барсуков В. Л., 1957. К геохимии олова. Геохимия, № 1.
- Барсуков В. Л., 1964. О металлогенической специализации гранитоидных интрузий. Химия земной коры, т. 2, изд-во АН СССР.
- Беус А. А., 1961. Режим кислотности-щелочности в процессах метасоматоза как фактор переноса и концентрации редких элементов. Сб.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. 1, изд-во АН СССР.
- Беус А. А., 1963. Геохимический анализ процессов высокотемпературного постмагматического метасоматоза и минералообразования в гранитоидах. Химия земной коры, т. 1.
- Беус А. А., П. Б. Соболев, Ю. П. Диков, 1963. К геохимической истории бериллия в процессах высокотемпературного постмагматического минералообразования. Геохимия, № 3.
- Беус А. А., Б. П. Соболев, 1964. Геохимия процессов высокотемпературного постмагматического рудообразования в гранитоидах. Докл. сов. геологов к XXII сессии МГК, проблемы генезиса руд. Изд-во АН СССР.
- Билибина Т. В., 1960. О петрологии Приладожских рапакиви. Бюллетень Всесоюз. научн.-иссл. ин-та, № 2.
- Борнеман-Стафынkevич И. Д., 1964. Руководство по расчету формул минералов.
- Бородаевская М. Б. и А. И. Шмидт, 1956. Некоторые вопросы генезиса порфировых пород Восточного Забайкалья. Зап. Всесоюз. минералог. об-ва, сер. 2, 85, вып. 3.
- Буданов В. И., 1963. К вопросу о происхождении рапакиви геосинклинальных областей (на примере рапакиви Джамакского интрузива на Памире) ДАН, т. 151, № 6.
- Великославинский Д. А., 1953. Петрология Выборгского массива рапакиви. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 3.
- Виар Ж., 1964. Механизм действия воды в условиях повышенных температуры и давления при образовании и превращении силикатов. Химия земной коры, т. 2.
- Виноградов А. П., Л. С. Тарасов, С. И. Зыков, 1959. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита. Геохимия, № 7.
- Виноградов А. П., 1962. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, № 7.
- Герлинг Э. К., А. А. Полканов, 1958. Проблема абсолютного возраста докембрия Балтийского щита, № 8.
- Горжевский Д. И., В. Н. Козеренко, 1963. Фации глубинности магматических пород и магматических месторождений полезных ископаемых. Советская геология, № 8.
- Гудинер Дж. и В. Дж. Даффин, 1956. Идентификация и определение состава и термической модификации плагиоклазов рентгенографическим методом порошка. Сб.: «Полевые шпаты». Изд-во иностр. лит.
- Давиденко И. В., 1963. О щелочности-кислотности пегматитового процесса. Минеральное сырье, вып. 7.

- Елисеев Н. А., 1959. Метаморфизм. Изд. Ленингр. ун-та.
- Желубовский Ю. С., И. М. Озеров, М. И. Рохлин, Н. И. Сафронов, 1937. Геология и полезные ископаемые Туломозерско-Соддерского р-на юго-западной Карелии. Петрозаводск. Изд. Карельск. НИИ.
- Заварицкий А. Н., 1937. Петрография Бердяшского плутона. Тр. ЦНИГРИ, вып. 96.
- Климов Л. В., М. Г. Равич, Д. С. Соловьев, 1964. Чарнокиты Восточной Антарктиды. Сб.: «Чарнокиты». XII сессия международного геол. конгресса. Доклады советских геологов.
- Коптев-Дворников В. С., Ив. Ф. Григорьев, Е. И. Долманова, Л. В. Дмитриев, Е. В. Негрей, О. С. Полковой, М. Г. Руб, И. Е. Смороков, Ф. К. Шипулин, 1960. Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. Сб.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых».
- Косой А. Л., 1962. Рентгеновское изучение триклинности калиевого полевого шпата. Зап. Всесоюз. минералог. общ-ва, 91, вып. 5.
- Кратц К. О., 1963. Геология карелид Карелии. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 16.
- Кутолин В. А., 1964. Петрохимические особенности кислых производных базальтовой магмы платформенных областей. Геология и геофизика, № 2.
- Лебедев В. И., 1962. Понятие аптаитности и его значение. Уч. зап. ЛГУ, № 312.
- Марфуни А. С., 1962. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Тр. ин-та геологии рудн. местор., петрографии, минералогии и геохимии, вып. 78.
- Михалева Л. А., 1961. О позднерциновых гранитах калбинского типа в Горном Алтае. Геология и геофизика, № 2, 1961.
- Нумерова В. Н., 1960. Граниты рапакиви. Геология СССР, т. XXXVII.
- Осборн Е. Ф., 1964. Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов. Сб.: «Химия Земной коры», т. 2.
- Пекки А. С., Т. К. Кулмала, 1965. Граниты рапакиви — новое полевошпатовое сырье. Сб.: «Новые пути использования минерального сырья Карелии», Петрозаводск.
- Полканов А. А., 1956. Геология хогландия-иотния Балтийского щита (стратиграфия, тектоника, кинематика, магматизм). Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 6.
- Полканов А. А., В. А. Масленников, К. А. Шуркин, 1963. Ведущая физико-химическая направленность процесса образования гранитов.
- Потрубович Л. Н., О. Н. Анищенко, Н. А. Волотовская, М. М. Врачинская, А. М. Носикова, Н. А. Егорова, 1962. Объяснительная записка к государственной геологической карте масштаба 1:200 000.
- Рабинович А. В., 1957. К спектральной характеристике биотитов некоторых гранитов Украинского кристаллического массива. Материалы ВСЕГЕИ, вып. 21.
- Седерхольм И. И., 1891. Финляндские породы, носящие название рапакиви. Горный журнал т. IV.
- Соболев В. С. 1947. Петрология восточной части сложного Коростеньского плутона. Уч. зап. Львовск. гос. ун-та им. И. Франко, т. VI, сер. геол., вып. V.
- Соболев В. С., 1950. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минералогический сборник Львовск. геологич. об-ва, № 4.
- Ссадецкий-Кардош Е., 1961. О некоторых характерных миграционных явлениях в процессах петрогенеза. Сб.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. 1, изд-во АН СССР.
- Судовиков Н. Г., 1960. Контактные породы Питкярантского рапакиви. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 11.
- Татарский В. Б., 1956. Определение номера плагиоклаза иммерсионным методом. Зап. Всесоюз. минералогич. об-ва, ч. 85, вып. 2.
- Татл О. Ф., 1961. Остаточные растворы, образуемые кристаллизующейся водной гранитной жидкостью. Сб.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. 1. Изд-во АН СССР.
- Уонс Д. Р., Х. П. Югстер, 1963. Биотиты в разрезе флогопит ($\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) — аннит ($\text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$). Сб. «Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии». Из раздела «Петрология».
- Шинкарев Н. Ф., 1964. Некоторые черты петрогенеза пород, содержащих железистый оливин. Геология и геохронология докембрия. Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 19.

Югстер Х. П., 1961. Новые экспериментальные исследования стабильности и фазовых соотношений водных силикатов железа. Сб.: «Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд», т. 1, изд-во АН СССР.

Югстер Х. П., 1963. Стабильность аннита. Сб.: «Вопросы теоретической и экспериментальной петрологии».

Baclund H., 1938. The problem of the Rapakivi Granites. Jour. Geol., vol. 46.

Barth T., 1951. The feldspar geologic thermometers. Jb. Miner., s. 82.

Buddington A., J. Fahey, A. Vlisidis, 1955. Thermometric and petrogenic significance of titaniferous magnetite. Am. J. Sci., vol. 253.

Eskola P., 1929. On the occurrence of orthoclase and microcline in the finish granites and pegmatites. Bull. comm. geol. Finlande, N 85.

Eskola P., 1930. On the disintegration of rapakivi. Bull. comm. geol. Finlande, N 92.

Eskola P., 1948. The nature of metasomatism in the processes of granitisation. International Geological Congress. Reports of the 18th Session, Great Britain, vol. 3.

Eskola P., 1949. The mica of the moro. Bull. comm. geol. Finlande N 144.

Eckermann H., 1938. A contribution to the knowledge of the late sodic differentiates of basic eruptives. Jour. Geol., vol. 46.

Eugster H. P., D. R. Wones, 1962. Stability relations of the ferrogenous Biotite, Annite. Jour. Petrology, vol. 3.

Flashen S. S., E. F. Osborn, 1957. Studies of the system iron oxide-silica-water at low oxygen partial pressures. Econ. Geology, vol. 52.

Gates R. M., 1953. Petrogenic significance of perthite. Geol. Soc. Am. Mem., 52.

Hubbard F. H., 1965. Antiperthite and mantled feldspar textures in charnockite (enderbite) from S. W. Nigeria. The Am. Miner., vol. 50.

Hutchinson R. M., 1956. Structure and petrology of enchanted rock batholith, Llano and Gillespie counties, Texas. Am. Geol. Soc. Bull., vol. 67.

Marmo V., 1962. On granites. Bull. comm. geol. Finlande N 201.

Mäkinen E., 1917. Über die Alkalifeldspäte. Geol. Fören. i Stockholm Förel., 39.

Sahama T. G., 1945. On the chemistry of the East Fennoscandian Rapakivi Granites. Bull. comm. geol., Finlande, N. 136.

Sahama T. G., 1947. Rapakivi amphibole from Uuksunjoki, Salmi area, Bull. comm. geol., Finlande, N 140.

Savolahti A., 1956. The Ahvenisto Massif in Finland. Bull. comm. geol., Finlande, N 174.

Savolahti A., 1958. Rapakivistä. Geologi, v. 10.

Savolahti A., 1962. The rapakivi problem and the rules of idiomorphism in minerals. Bull. comm. geol., Finlande, N 204.

Sederholm J. J., 1928. On orbicular granites. Bull. com. geol., Finlande, N 83.

Stewart D. B., 1955—1956. Rapakivi texture. Carnegie Inst. Washington Yearbook, 55.

Terzaghi R. D., 1940. Rapakivi of head harbor island, maine. The Am. Miner., vol. 25.

Tuttle O. F., N. L. Bowen, 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O . Geol. Soc. Am. Mem., 74.

X.R.D.F.X. 1962. X-ray powder data file. Published by the American Society for Testing Materials.

Wahl W., 1925. Die Gesteine des Wiborger Rapakivgebites. Fennia, v. 45.

Wegmann C. E., 1938. Geological investigations in Southern Greenland. Part I. Medd om Grunland, v. 113.

Wones D. R., 1963. Physical properties of synthetic Biotites on the join phlogopite-annite. Am. Miner., vol. 48.

Wones D. R., H. P. Eugster, 1965. Stability of biotite: experiment, theory and application. Am. Miner., vol. 50, № 9.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Введение	5

ГЛАВА I. ГЕОЛОГИЯ МАССИВА

Геологическое положение массива	7
Геологическое строение массива	9
Выборгит	10
Равномернозернистый биотитовый гранит	12
Питерлит	14
Неравномернозернистый биотитовый гранит	16
Крупноовоидный порфировидный гранит с мелкозернистой основной массой	18
Кварцевый порфир	19
Аплит	19
Пегматит	20
Жильный кварц	20
Первичные трещины	20

ГЛАВА II. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД МАССИВА

Безовоидные граниты рапакиви	22
Равномернозернистый биотитовый гранит	23
Неравномернозернистый биотитовый гранит	26
Овоидные граниты рапакиви	28
Взаимоотношение калишпатовых ядер с олигоклазовыми оболочками	29
Выборгит	30
Питерлит	32
Крупноовоидный порфировидный гранит рапакиви с мелкозернистой основной массой	33
Кварцевый порфир	34
Аплит	36

ГЛАВА III. ХИМИЗМ ГРАНИТОВ РАПАКИВИ 37

ГЛАВА IV. КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТОЗ В СВЯЗИ С ГРАНИТАМИ РАПАКИВИ 49

ГЛАВА V. МИНЕРАЛЫ ГРАНИТОВ РАПАКИВИ

Породообразующие минералы	55
Калиевый полевой шпат	55
Плагиоклаз	59
Кварц	62

Роговая обманка	64
Биотит	68
Фаялит и пироксен	70
Акцессорные минералы	71
Флюорит	71
Циркон	74
Апатит	74
Магнетит	75
Ильменит	75
Ортит	76
Монацит	76

ГЛАВА VI. ПЕТРОЛОГИЯ

Современные теории образования гранитов рапакиви	77
Теория Д. А. Великославинского	77
Теория Р. М. Гэйтса	78
Теория О. Ф. Татла и Н. Л. Боуэна	79
Теория А. Саволахти	79
Температура кристаллизации магмы рапакиви	80
Последовательность выделения минералов при кристаллизации магмы рапакиви	82
Кристаллизация равномернoзернистых биотитовых гранитов	85
Кристаллизация овоидных гранитов	88
Природа включений в овоидах калишпата	91
Кристаллизация неравномернoзернистых биотитовых гранитов	92
Кристаллизация акцессорных минералов	92
Глубина формирования массива	93
О генезисе магмы рапакиви	94

ГЛАВА VII. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ НАПРАВЛЕННОСТЬ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГРАНИТОВ РАПАКИВИ И СВЯЗЬ С НИМИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Распределение элементов-примесей	99
Геохимическая направленность кристаллизации магмы безовондных гранитов	104
О возможности использования гранитов рапакиви Салминского массива в качестве полевошпатового сырья	106
Заключение	107

Лината Петровна Свириденко
ПЕТРОЛОГИЯ САЛМИНСКОГО МАССИВА ГРАНИТОВ РАПАКИВИ
(В КАРЕЛИИ)

Редактор А. П. Панкрашов
Технический редактор Г. А. Калинин
Корректор Л. Ф. Суханова

Сдано в набор 11/X 1967 г, Подписано к печати 14/III 1968 г. Е-03662. Бумага 70×108¹/₁₆, № 3, 7,25 печ. л
10,15 усл. печ. л., 8,23 уч.-изд. л. Изд. № 126. Тираж 500. Заказ 4663. Цена 65 коп.

Карельское книжное издательство, Петрозаводск, пл. им. В. И. Ленина, 1

Типография им. Анохина
Управления по печати при Совете Министров Карельской АССР
Петрозаводск, ул. «Правды», 4.